

"TECTÓNICA, SEDIMENTACIÓN Y VOLCANISMO DEL ANTEPAÍS ROTO DURANTE LA INVERSIÓN ANDINA EN LA ZONA CENTRAL DE CHUBUT."



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Licenciado: Joaquín Bucher

Directores: Doctor Juan R. Franzese

Doctor Andrés Bilmes

Facultad de Ciencias Naturales y Museo - Año 2018

*“A mis familiares,
a mis amigos y amigas,
a Alu y a Camilito”*

*“Para el que mira sin ver, la tierra es tierra nomás,
nada le dice la pampa, ni el arroyo, ni el sauzal”*

Atahualpa Yupanqui

ÍNDICE DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS.....	I
RESUMEN.....	III
ABSTRACT.....	VI
CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO TECTÓNICO Y MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO.....	4
2.1 CONTEXTO TECTÓNICO.....	4
2.2 MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES.....	6
CAPÍTULO 3 – METODOLOGÍA.....	11
3.1 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO.....	12
3.2 ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS.....	14
3.2.1 Análisis radiométrico U/Pb.....	14
3.2.2 Análisis magnetoestratigráfico.....	16
3.3 ANÁLISIS DE INDICADORES EXTRÍNECOS.....	19
3.3.1 Indicadores tectónicos.....	19
3.3.2 Indicadores climáticos.....	21
3.3.3 Indicadores de aporte volcánico.....	23
3.4 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y GENERACIÓN DE MODELO CONCEPTUAL.....	24
CAPÍTULO 4 - LA CUENCA DE PASO DEL SAPO	25
4.1 DOMINIO MORFOESTRUCTURAL ORIENTAL.....	25
4.2 DOMINIO MORFOESTRUCTURAL OCCIDENTAL.....	29
4.3 DOMINIO MORFOESTRUCTURAL CENTRAL.....	30

CAPÍTULO 5 - ESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO.....	34
---	-----------

CAPÍTULO 6 - ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: MODELO DE FACIES Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES.....	43
--	-----------

6.1 MODELO DE FACIES.....	43
6.2 PALEOAMBIENTES Y PALEO GEOGRAFÍA.....	63
6.2.1 Unidad I. Sistemas aluviales volcaniclásticos de reducida extensión.....	63
6.2.2 Unidad II. Sistemas deltaico-lacustres volcaniclásticos de gran extensión.....	67
6.2.3 Unidad III. Sistemas aluviales volcaniclásticos de gran extensión.....	69
6.2.4 Unidad IV. Sistemas fluviales epiclásticos aterrazados.....	71

CAPÍTULO 7 - ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: INDICADORES TECTÓNICOS, CLIMÁTICOS Y DE APOORTE VOLCÁNICO.....	74
--	-----------

7.1 INDICADORES TECTÓNICOS.....	74
7.2 INDICADORES CLIMÁTICOS.....	85
7.3 INDICADORES DE APOORTE VOLCÁNICO.....	95
7.4 RESUMEN E INTEGRACIÓN DE PARÁMETROS E INDICADORES TECTÓNICOS, CLIMÁTICOS Y DE APOORTE VOLCÁNICO.....	103

CAPÍTULO 8 – SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	107
---	------------

8.1 EVOLUCIÓN NEÓGENA DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO.....	107
8.1.1 Etapa I.....	108
8.1.2 Etapa II	110
8.1.3 Etapa III	113
8.1.4 Etapa IV	115
8.2 CONTROLES TECTÓNICO, CLIMÁTICO Y VOLCÁNICO EN EL DESARROLLO Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO.....	117
8.2.1 Relleno y degradación de la Cuenca de Paso del Sapo.....	119

8.2.2 Tectónica y clima como condicionantes del desarrollo de sistemas lacustres.....	121
8.2.3 Arreglos de alta frecuencia: ¿Control tectónico, climático o volcánico?.....	126
8.3 LA CUENCA DE PASO DEL SAPO EN EL MARCO DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS.....	130
8.3.1 Implicancias tectónicas de la deformación registrada en la Cuenca de Paso del Sapo.....	130
8.3.2 Implicancias regionales de las condiciones y cambios climáticos registrados.....	136
8.3.3 El volcanismo mioceno y la sedimentación en el antepaís norpatagónico.....	139
CAPÍTULO 9 - CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES.....	143
BIBLIOGRAFÍA.....	146
ANEXOS	

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo de tesis doctoral refleja, más allá de su carácter individual, el resultado de un trabajo colectivo. En este sentido quisiera agradecer brevemente a todas las personas que formaron parte de esta etapa; que a través de la motivación, el entusiasmo, el acompañamiento y la construcción colectiva me permitieron desarrollar y concluir esta tesis.

A mis directores y amigos Juan Franzese, Andrés Bilmes y Leandro D'Elia, quienes me permitieron transitar este proceso de aprendizaje de una manera original y genuina, desarrollando una visión crítica de la geología.

Gracias a mis compañeros y compañeras de grupo de trabajo, de campo y de oficina, por su inmensa dedicación y paciencia en estos cinco años. Gracias Manuel López, Micaela García, Daniela Funes, Mariano Remírez, Tomás Fuentes, Rodrigo Feo, Mariano González Dobra y Leandro Bertolín.

Gracias a los geólogos y geólogas que formaron parte de este proceso de aprendizaje, por sus enseñanzas y charlas geológicas. Gracias Augusto Varela, Ana Sato, Irene Hernando, Gonzalo Veiga, María Sol Raigemborn, Maximiliano Naipauer, Augusto Rapalini y Florencia Milanese.

Gracias a la gente linda de Paso del Sapo y alrededores, por su generosidad, hospitalidad y buena predisposición; y por los sinceros mates y asados que hemos compartido. Gracias en especial a Jaime Raposeiras y a su familia por prestarme desinteresadamente la hermosa cabaña junto al Río Chubut, a Hugo y Graciela Cáceres por sus asados y rescates y a Juan Giacomino por su hospitalidad y su buen vino!

Gracias a las instituciones que de una u otra manera colaboraron con este proyecto. Gracias al Centro de Investigaciones geológicas, al laboratorio Daniel A. Valencio, al CONICET, y a Y-TEC.

Gracias a mis compañeros y compañeras de beca doctoral del Centro de Investigaciones Geológicas, por su calidad humana y por hacer de la institución un lugar cálido y familiar.

Gracias a todo el personal de centro de Investigaciones Geológicas, por su ayuda y acompañamiento en este proceso.

Gracias a los jurados Gonzalo Veiga, Andrés Folguera y Oscar Limarino por su tiempo y dedicación, y por las correcciones y sugerencias que ayudaron a enriquecer significativamente el trabajo desarrollado en esta tesis doctoral.

Gracias a mi familia, amigos y amigas, por el estímulo, motivación y acompañamiento de todos estos años. En especial a mis padres, Laura y Miguel y a mis hermanos y hermana Marcos, Ana y Fede por estar siempre!

Gracias a Aluminé y a Camilo, por acompañarme todos los días, por estar al lado mío y aguantarme todo este tiempo, y en especial por tanto amor!!!

Gracias a las políticas de estado que apostaron al desarrollo de la Ciencia, de la Tecnología y de la Educación, que con sus planes, proyectos y financiamiento permitieron llevar a cabo esta tesis doctoral. Gracias especialmente a los gobiernos de Néstor Kirchner y Cristina Fernández por apostar al desarrollo científico soberano.

Gracias a la Universidad, por brindarme una educación de calidad, pública y gratuita, y a todas las personas que lucharon, luchan y seguirán luchando para que siga siendo así.

RESUMEN

El presente trabajo analiza los depósitos neógeno-cuaternarios de la Cuenca de Paso del Sapo, ubicados en el antepaís andino norpatagónico, en la región extra andina de la Provincia del Chubut, a través de un estudio desde múltiples aproximaciones.

La Cuenca de Paso del Sapo posee una orientación elongada, predominantemente N-S a NO-SE, y se desarrolla en un área aproximada de 750 km². Las estructuras que delimitan y afectan parcialmente al relleno de la cuenca son fallas inversas mayormente producto de inversión o reactivación de elementos estructurales previos (lineamientos paleozoicos, fallas normales mesozoicas y fallas normales paleógenas). Su borde Este está delimitado por la Falla del Río Chubut Medio, de carácter contraccional, con una longitud de más de 60 km y una orientación N-S a NO-SE e inclinación hacia el E-NE. El límite Oeste está determinado por la Falla San Martín, de ~40 km de longitud y una orientación también N-S a NO-SE e inclinación al O-SO. Ambas estructuras, de vergencia opuesta, delimitan una zona triangular deprimida donde se alojan los depósitos de la cuenca en estudio, los cuales se encuentran afectados por fallas inversas fuertemente oblicuas a las de borde. El relleno de la cuenca fue dividido en cuatro Unidades de Acumulación (U-I, U-II, U-III y U-IV) limitadas por superficies de discontinuidad a escala regional de distinta jerarquía. Los análisis geocronológicos desarrollados, basados en un estudio magnetoestratigráfico de detalle calibrado temporalmente con una datación radimétrica U/Pb, permitieron definir un marco temporal de alta resolución para estas unidades: la U-I, correspondiente con los depósitos asignados a la Formación La Pava fue depositada entre los 17-16,4 Ma (Mioceno inferior), la U-II fue acumulada entre los 16,4-13,15 Ma (Mioceno inferior a medio) y puede correlacionarse con la sección inferior de la Formación Collón Cura; la U-III, correspondiente a los términos superiores de la Formación Collón Cura, se acumuló entre los 13,15-11,5 Ma (Mioceno medio a superior) y la U-IV, depositada en el Plio-Pleistoceno se corresponde con las sucesiones informales definidas como Depósitos de Planicies Superiores.

La U-I, está separada del basamento por una superficie regional y erosiva de 1° orden (S₁). Fue acumulada en sistemas aluviales volcaniclásticos con desarrollo de paleosuelos, de reducida extensión y asociados a altos internos de basamento. La U-II posee una amplia distribución espacial, se desarrolla sobre una superficie regional no

erosiva (S_2) y fue acumulada en ambientes deltaico-lacustres volcaniclásticos. La U-III, de gran distribución espacial, corresponde a la acumulación de sedimentos mayormente volcaniclásticos en sistemas aluviales, separados de la unidad anterior por una superficie de 2° orden (S_2). La U-IV se desarrolla sobre una superficie regional y erosiva de 1° orden que incide sobre unidades previas erosionando incluso el basamento de la cuenca y está representada por depósitos fluviales epiclásticos aterrazados. Dentro de las U-I, U-II y U-III fueron reconocidas distintas superficies internas, definiendo un 3° orden de superficies (S_3).

El análisis de la distribución espacio-temporal y de la naturaleza de los sistemas sedimentarios, en conjunto con la identificación y cuantificación de indicadores tectónicos, climáticos y de aporte volcánico reconocidos en el relleno permitió realizar un modelo evolutivo para la Cuenca de Paso del Sapo, representado por cuatro etapas principales. Los indicadores tectónicos fueron analizados mediante el estudio de la relación existente entre los procesos de deformación y sedimentación, identificándose unidades sin y post cinemáticas; los parámetros paleoclimáticos fueron obtenidos mediante análisis micro y macromorfológico de paleosuelos y geoquímica de elementos mayoritarios realizados en horizontes de suelo específicos; mientras que para analizar el aporte volcánico se desarrollaron análisis composicionales, volumétricos y de tasas de sedimentación. La primera etapa está representada por los depósitos aluviales de la U-I, fue acumulada contemporáneamente con la actividad tectónica de todas las estructuras presentes, bajo un clima templado, húmedo, subtropical y estacional que registra los valores más altos de precipitación y temperatura medias anuales ($\sim 1250 \pm 108$ mm/año y $12 \pm 2,1$ °C); posee un aporte predominantemente volcaniclástico (76,5 % del volumen total), tasas de sedimentación de 6,6 cm/ka y un volumen de acumulación de sedimentos de ~ 2 km³. Los sistemas deltaico-lacustres de la U-II representan la segunda etapa evolutiva, desarrollada bajo un clima similar al mencionado para la etapa anterior, con una leve disminución en las precipitaciones y temperaturas medias anuales ($\sim 1050 \pm 108$ mm/año y $11 \pm 2,1$ °C), es considerada sintectónica debido a la contemporaneidad con la actividad tectónica de la Falla del Río Chubut Medio, y posee un aporte casi exclusivamente volcaniclástico (94,66 % del volumen total), con un volumen de 16,9 km³ depositado a tasas de 5,2 cm/ka. La tercera etapa se desarrolló en un clima más árido y frío ($\sim 700 \pm 108$ mm/año y $10 \pm 2,1$ °C), posee un volumen de 27 km³ de sedimentos aluviales mayormente volcaniclásticos (78,62 % del volumen total), depositados a razón

de 11,3 cm/ka de manera sincrónica con la actividad de la Falla del Río Chubut Medio. La última etapa se inicia con una importante caída en el nivel de base registrada por una superficie erosiva y regional sobre la cual se depositaron los sedimentos aterrizados epiclásticos de la U-IV ($\sim 1,3 \text{ km}^3$), en un contexto post tectónico y con aporte exclusivamente epiclástico.

Las distintas señales ambientales registradas por las diferentes superficies reconocidas (S_1 , S_2 y S_3), determinan importantes variaciones en los factores externos que condicionaron la evolución de la Cuenca de Paso del Sapo. Las superficies S_1 delimitan un estadio endorreico con acomodación positiva, desarrollado durante el Mioceno (17-11 Ma), de un estadio exorreico con degradación del relleno y acomodación negativa para el Plio-Pleistoceno. Estas superficies fueron asignadas a procesos tectónicos que modificaron los sistemas de drenaje, con lapsos temporales del orden de 10^6 a 10^7 años. A una escala intermedia (10^6 años), las superficies S_2 , que registran la instalación y el cese de los sistemas lacustres fueron asignadas a procesos tectónicos y climáticos respectivamente. Para rangos temporales del orden de 10^5 a 10^6 años, los arreglos de alta frecuencia (0,5 – 1 Ma) registrados por las superficies S_3 fueron interpretados como modificaciones en las condiciones tectónicas y de aporte volcánico.

Los resultados obtenidos en este trabajo se corresponden con la presencia de un sistema de antepaís fragmentado en el antepaís norpatagónico, con una deformación continua y contemporánea en los sectores andino y extra andino al menos entre los 17-11 Ma. Las evidencias paleoclimáticas sugieren la presencia de un proceso de aridización consecuente con el alzamiento de la región norpatagónica andina y la sombra de lluvias asociadas; y registran condiciones climáticas previas a la aridización que pueden ser correlacionados con eventos climáticos a escala global (*Optimo Climático del Mioceno Medio*). Los procesos tectónicos y climáticos ocurrieron simultáneamente con una actividad magmática mayormente representada por generación de grandes volúmenes de material volcaniclástico en zonas cordilleranas, que fueron re TRABAJADOS y retransportados, y constituyen más del ~ 80 -90 % del relleno de la cuenca de Paso del Sapo. El incremento progresivo en el aporte de material desde los 17-11 Ma, podría indicar una migración hacia el antepaís del arco magmático Mioceno.

ABSTRACT

The Neogene-Quaternary Paso del Sapo Basin is an intermontane basin located in the extra Andean region of the Chubut Province. It has a N-S to NW-SE main trend, and extends over an area of $\sim 750 \text{ km}^2$. It was originated by reverse faulting an inversion or reactivation of pre-Neogene faults (i.e., Paleozoic to Palogene). The structural morphology characterizes the main part of the basin as a triangular zone between antithetic reverse faults. The eastern boundary is defined by an inverted normal fault of more than 60 km long, with W to SW vergence (i.e., the Río Chubut Medio Fault). To the West, the basin is limited by an inverted normal fault of $\sim 40 \text{ km}$ long, with E vergence (i.e., the San Martín Fault). In the central part of the basin minor reverse E-W trending faults are also registered.

The infill of the basin was divided into four units (U-I, U-II, U-III and U-IV) limited by regional discontinuities. The U-I includes deposits assigned to the La Pava Formation, whereas the U-II and U-III include deposits of the lower and upper section of Collón Cura Formation. Based on a detail magnetostratigraphic work together with a new geochronological U/Pb data, a high resolution timescale for the basin infill of U-I to U-III was performed. The results constrain the age of the deposits of the U-I between 17 –16.4 My (lower Miocene), to 16.4 –13.15 My (lower to middle Miocene) for the deposits of the U-II and between 13,15–11,5 My (medium to upper Miocene) for the deposits of the U-III. The U-IV was developed in the Plio-Pleistocene and corresponds to an informal lithostratigraphic unit defined as Depósitos de Planicies Superiores.

The first Unit (U-I) is delimited from the pre-Neogene basement by a regional and erosive surface (1st-order discontinuity: S_1). The deposits of this unit were accumulated as a volcanoclastic alluvial system with paleosol development, and has a restricted extension associated with internal highs. The deposits U-II has a wider spatial distribution and are separated from U-I by a non-erosive regional surface (2nd-order discontinuity: S_2). The deposits of this unit were accumulated in a deltaic-lacustrine volcanoclastic environment. The deposits of U-III have a great spatial distribution. They corresponds to the accumulation of mostly volcanoclastic sediments by alluvial systems. They are separated from the previous unit by a 2nd-order discontinuity (S_2). The U-IV is linked to a regional and erosive surface of 1st order that erodes U-I to U-III and even the

pre- Neogene basement. The U-IV is represented by epiclastic fluvial deposits. Within U-I, U-II and U-III, surfaces of 3rd order were recognized (S₃).

The stratigraphic and sedimentological analysis of the sedimentary systems, together with the identification and quantification of tectonic, climatic and volcanic indicators recognized in the infill allowed for an evolutionary model for the Paso del Sapo Basin, represented by four main stages. The tectonic indicators were analyzed by studying the relationship between deformation and sedimentation processes, identifying syn and post kinematics units; paleoclimatic parameters were obtained by micro and macromorphological analysis of paleosols and geochemistry of major elements obtained in specific soil horizons; while to analyze the volcanic supply, compositional, volumetric and sedimentation rate analyzes were developed. The first stage is represented by the alluvial deposits of the U-I, accumulated in a syn-tectonic setting, under a temperate, humid, subtropical and seasonal climate that records the highest values of temperature and precipitation in the history of the basin (i.e., $\sim 1200 \pm 108$ mm/year and $12 \pm 2,1$ °C). The U-I has a volcanoclastic dominated composition (76,5 %), sedimentation rates of 6,6 cm/ky and a sediment mass of ~ 2 km³. The deltaic-lacustrine systems of the U-II represent the second evolutionary stage, developed under similar climate conditions of stage 1, with a slight decrease in rainfall and middle annual temperatures (i.e., $\sim 1050 \pm 108$ mm/year and $11 \pm 2,1$ °C). This stage is considered syn-tectonic due to the tectonic activity of the Río Chubut Medio Fault and has sediment rates of 5,2 cm / ky. The deposits of this stage represent a volume of 16,9 km³ with a mainer volcanoclastic composition ($\sim 95\%$). The third stage is developed under a more arid and cold climate ($\sim 700 \pm 108$ mm/year and $10 \pm 2,1$ °C). Sediment mass of this stage was calculated in 27 km³ of alluvial sediments mostly volcanoclastic (78,62%). This stage is also syn-tectonic, under the influence of the Río Chubut Medio Fault. Sedimentation rates in this stage are 11,3 cm/ky. The last stage begins with a significant base level drop recorded by an erosive and regional surface. On this stage fluvial epiclastic sediments of the U-IV are deposited in a post-tectonic context.

Several environmental signals were associated with the main discontinuities (S₁, S₂ and S₃). This surfaces determine variations in the external factors that conditioned the evolution of the Paso del Sapo Basin. The 1st-order discontinuity delimit an endorheic stage with positive accommodation, developed during the Miocene (17-11 My), from an

exorheic stage with degradation of the infill and negative accommodation space, developed at Plio-Pleistocene times. These surfaces were assigned to tectonic processes that modified the drainage systems, with temporal scales of 10^6 to 10^7 years. At an intermediate scale (10^6 years), 2nd-order discontinuities S_2 , which record the starting and the ending of lacustrine sedimentation, were assigned to tectonic and climatic processes, respectively. For temporary scales of the order of 10^5 to 10^6 years, the high frequency arrangements (0.5 - 1 My) recorded by the S_3 surfaces were interpreted as changes in the tectonic and volcanic conditions.

The results obtained in this work support the presence of a broken foreland system in the North Patagonian Foreland, with synchronic contractional events in the Andean and extra-Andean region at least between 17-11 My. Paleoclimatic evidences for this lapse support the presence of a process of aridization consistent with the tectonic rise of the Southern Andes and the associated rain shadow; and record climatic conditions prior to aridization that can be correlated with global scale climate events (i.e., Middle Miocene Climate Optimum). The tectonic and climatic processes occurred simultaneously with a explosive arc magmatism, represented by the production of large volumes of volcanoclastic material, which was reworked and represent more than ~80-90 % of the infill recorded in the Paso del Sapo Basin. The progressive increase in the volcanoclastic input between 17-11 My could be associated with the eastward foreland expansion of the Miocene volcanic arc.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN



CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años, el análisis de cuencas sedimentarias ha sido objeto de numerosas contribuciones enfocadas hacia múltiples aspectos. Nuevas líneas de investigación han sido desarrolladas integrando análisis de procesos endógenos con procesos exógenos. Destacadas contribuciones se han abocado al entendimiento de cómo y en qué magnitud los factores tectónicos, climáticos y eustáticos controlan la geometría, distribución y naturaleza de los ambientes sedimentarios (García Castellanos *et al.* 2003, García Castellanos 2006, Allen 2008, Huerta *et al.* 2011, Valero *et al.* 2015, Romans *et al.* 2016). A su vez, otras aproximaciones, han intentado vincular la producción, acumulación y preservación de sedimentos mediante análisis de tipo *source-to-sink* (Allen 2008); teniendo en cuenta que la interacción entre la tectónica y el clima en áreas montañosas resulta determinante en la producción de detritos a través de la erosión (*erosional engine*; Allen 2008) y que el transporte de los mismos se realiza dentro de un sistema complejo de enrutamiento de sedimentos hasta su eventual depositación (*Sediment Routing System*; Allen 2008). Estas aproximaciones manifiestan que los procesos endógenos y exógenos que condicionan la generación y el transporte de sedimentos son preservados de manera selectiva en el registro geológico en forma de señales ambientales (*enviromental signals*, Castelltort *et al.* 2015, Romans *et al.* 2016). De esta manera, los controles extrínsecos que condicionan tanto la generación del sedimento, como las condiciones de transporte y acumulación; pueden ser analizados a través del reconocimiento y análisis de las señales ambientales del registro geológico (Allen 2008, García Castellanos *et al.* 2003, García Castellanos 2006, Allen 2008, Valero *et al.* 2015, Romans *et al.* 2016, Huerta *et al.* 2011, Valero *et al.* 2015, Castelltort *et al.* 2015).

El antepaís andino norpatagónico está conformado por un sistema compartimentalizado de depocentros neógenos que constituyen sistemas cerrados y sistemas abiertos, localizados hasta 500 km de la trinchera y alejados mayormente de las zonas de plataforma, condición que generalmente exime al registro estratigráfico de controles eustáticos, siendo relativamente amplificadas las señales tectónicas y climáticas (Nichols 2012, Nichols y Fisher 2007, García Castellanos *et al.* 2003, García Castellanos 2006). Durante la configuración del orógeno andino, es importante destacar que en

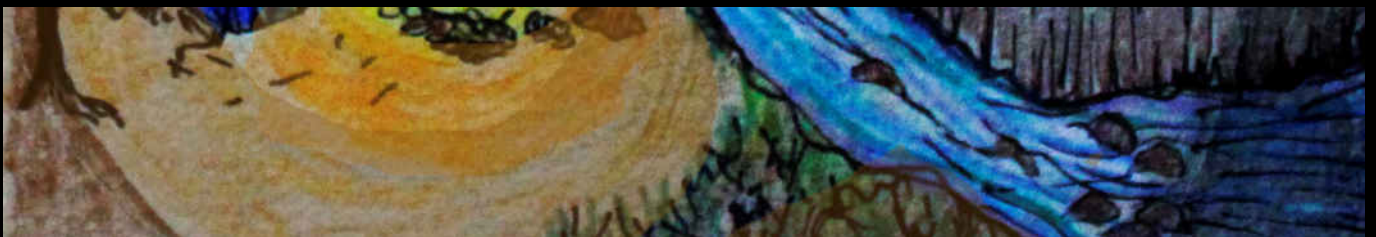
determinados contextos las cuencas presentan el control adicional del volcanismo, que actúa como un agente de primer orden en la generación de sedimentos en conjunto con la erosión tectónica y climáticamente controlada (*volcaniclastic to erosional sediment routing system*, D'Elia *et al.* 2017). El presente trabajo pretende abordar estas problemáticas tomando como caso de estudio a los depósitos neógenos sinorogénicos del antepaís andino norpatagónico, en particular en la región noroccidental de Chubut.

Los depocentros del antepaís andino norpatagónico poseen dimensiones variables, del orden de los centenares a miles de km², se distribuyen y se ubican a distintas distancias respecto del orógeno andino y poseen diversas orientaciones, desde norte-sur hasta direcciones fuertemente oblicuas a los Andes. Están controlados por una tectónica de bloques de basamento elevados por fallas inversas producto de la inversión/reactivación de estructuras previas, asociadas a un evento de deformación contraccional en un contexto de crecimiento orogénico mayormente mioceno (Giacosa y Heredia 2004, Ramos *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, Orts *et al.* 2012, García Morabito *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Bilmes *et al.* 2014, Bechis *et al.* 2014, Gianni *et al.* 2015, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016). El relleno de las cuencas que constituyen el sistema de antepaís patagónico, se caracteriza por poseer una significativa componente volcanoclástica, registrada mediante grandes volúmenes de depósitos volcanoclásticos primarios (Ej. Ignimbrita Pilcaniyeu, ampliamente distribuida en la Patagonia extra andina Norte, Mazzoni y Stura 1990, Mazzoni y Benvenuto 1990) y redepositados/retrabajados (Cazau 1980, Ramos *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2014, entre otros). Esta impronta fuertemente volcanoclástica proviene de fuentes andinas asociadas al arco andino neógeno, ubicado entre las latitudes de 33°S y 46°S, que registra una variable actividad magmática desde hace al menos 20 ma (Aragón *et al.* 2011). Durante la evolución neógena, los procesos tectono-magmáticos fueron sincrónicos con importantes variaciones climáticas. Estudios regionales señalan un importante cambio climático a partir del Mioceno Medio, desde condiciones cálidas y húmedas hacia condiciones climáticas relativamente más áridas para el Mioceno Medio-Plioceno, producto del alzamiento de los sectores cordilleranos y el desarrollo de la subsecuente sombra de lluvias (Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006, Hartley 2003, Sobel y Strecker 2003, Palazzesi y Barreda 2012, Raigemborn *et al.* 2018). Este fenómeno ha sido ampliamente estudiado a escala global y asociado al denominado Óptimo Climático

Mioceno Medio (*Middle Miocene Climatic Optimum*; Flower y Kennet 1994, Böhme 2003, Lewis *et al.* 2007, Sun y Zhang 2008, You *et al.* 2009, Raigemborn *et al.* 2018, entre otros).

Los depósitos analizados en este trabajo poseen características morfoestructurales y estratigráficas particulares que permiten inferir una evolución neógena parcial o totalmente independiente de los depocentros cercanos, por lo que serán tratados como un depocentro independiente, al que denominaremos Cuenca de Paso del Sapo. El objetivo de esta tesis doctoral es analizar dichos depósitos sinorogénicos del antepaís norpatagónico, considerando: 1) la caracterización de los principales rasgos morfoestructurales de la cuenca; 2) el análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico del relleno; 3) la identificación y cuantificación de distintos parámetros utilizados como indicadores tectónicos, climáticos y de aporte volcánico que posee el relleno; 4) la generación de un modelo evolutivo que contemple y discuta la importancia relativa y absoluta que la tectónica, el clima y el aporte volcánico han tenido a distintas escalas en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo; y 5) las implicancias regionales de los resultados obtenidos, en términos tectónicos, climáticos y de aporte volcánico.

CAPÍTULO 2
CONTEXTO TECTÓNICO Y MARCO
GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO



CAPÍTULO 2 - CONTEXTO TECTÓNICO Y MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

2.1 CONTEXTO TECTÓNICO

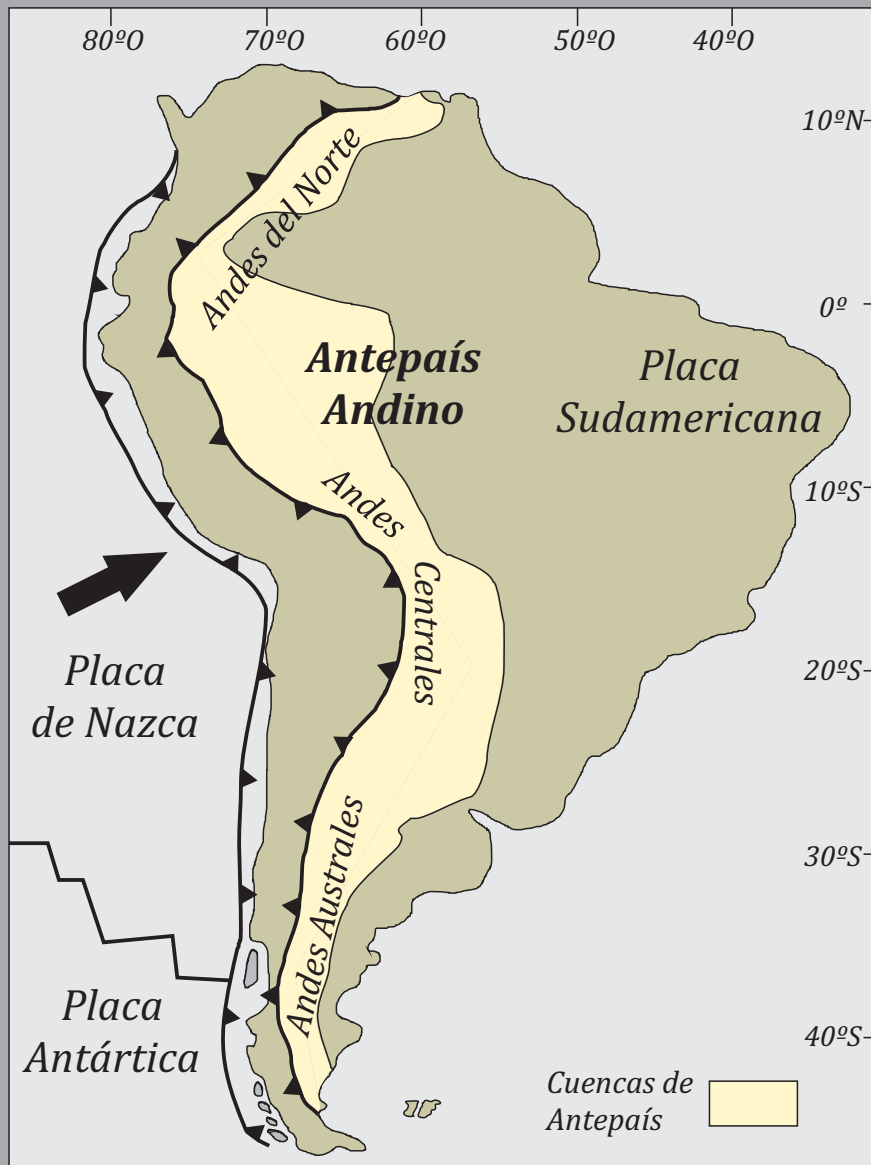
La convergencia del margen Andino Sudamericano está caracterizada por la subducción de las placas de Nazca y Antártica por debajo de la placa Sudamericana (Figura 2.1). Producto de este fenómeno una extensa faja de deformación representada por distintos segmentos cordilleranos se extiende en dirección predominantemente norte-sur desde Colombia hasta Tierra del Fuego por más de 7.000 km (Ramos 1999), generándose al pie de Los Andes un extenso sistema de cuencas de antepaís (DeCelles 2012). Desde el trabajo de DeCelles y Giles (1996) hasta la actualidad, diferentes modelos de Cuencas de Antepaís han sido desarrollados, siendo los más representativos los sistemas de Cuencas de Antepaís de Retroarco s.s. (Retroarc Foreland System) y los sistemas de Cuencas de Antepaís de Retroarco Fragmentado (Figura 2.1B; DeCelles y Giles 1996, Dávila y Astini 2003, Hain *et al.* 2011, Strecker *et al.* 2011, DeCelles 2012, Bilmes *et al.* 2013, Del Papa *et al.* 2013, Huyghe *et al.* 2014).

Dentro de los Andes Australes (Figura 2.1A; Horton 2017), la Cordillera Patagónica y el antepaís asociado representan segmentos andinos con condiciones particulares. La generación del relieve tectónico progresó esencialmente a través de dos etapas principales de deformación contraccional, una registrada para tiempos cretácicos-eocenos y otra correspondiente a tiempos miocenos (Allard *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, García Morabito *et al.* 2011, Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Gianni *et al.* 2015, Folguera *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016, entre otros). Esta deformación se extendió hacia las zonas de antepaís norpatagónico configurando los principales rasgos morfoestructurales que posee actualmente este sector de la Patagonia extra andina. En este contexto tectónico se generó y configuró el sistema de antepaís de retroarco neógeno denominado Antepaís Fragmentado Patagónico (*Patagonian Broken Foreland*; Figura 2.2; Bilmes *et al.* 2013).

El Antepaís Fragmentado Patagónico se ubica a unos 300-500 km de la trinchera, con una extensión de aproximadamente 1000 km en sentido Norte-Sur y una amplitud

Mapa Geológico

A



Secciones verticales esquemáticas

B

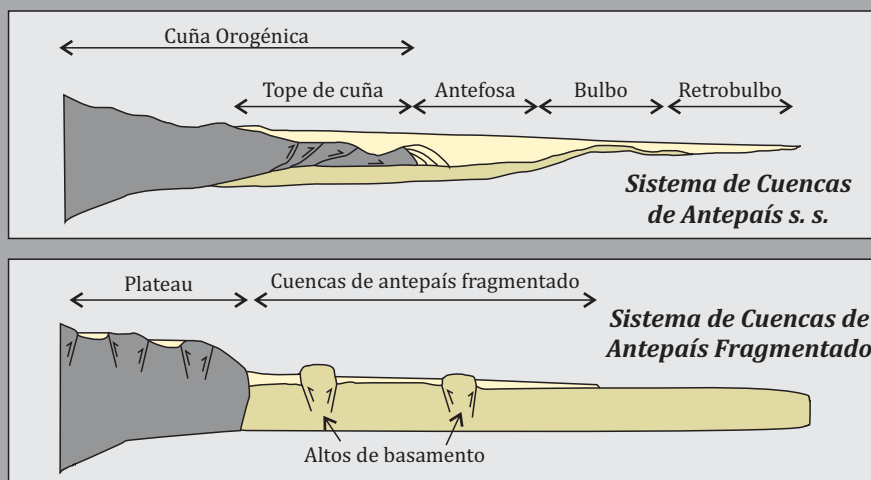


FIGURA 2.1. Los segmentos andinos y el Antepaís asociado. A) Mapa regional de Sudamérica mostrando la ubicación y distribución de Los Andes y del antepaís asociado en el margen de subducción. B) Sección vertical esquemática mostrando distintos modelos de cuencas de antepaís asociadas al orógeno andino: Cuencas de Antepaís s.s. y Cuencas de Antepaís Fragmentado (Modificado de DeCelles y Giles 1996, DeCelles 2012, Hain *et al.* 2011, Strecker *et al.* 2011).

hacia el Este que alcanza los 200 km (Figura 2.2). Comprende el sector andino y extra andino adyacente a los Andes Norpatagónicos y a los Andes Patagónicos Australes. La configuración morfoestructural del Antepaís Fragmentado Patagónico está caracterizada por diversas serranías de orientaciones predominantemente norte-sur y noroeste-sureste (Sierra de Taquetrén, Sierra de San Bernardo, entre otras) constituidas por bloques de basamento elevados que delimitan distintos depocentros con relleno neógeno volcaniclástico-epiclástico (Cuenca de Ñirihuau, Cuenca de Collón Cura, Cuenca de Piedra del Águila, Cuenca de Gastre, Cuenca de Paso del Sapo, entre otras; Figura 2.2). Las estructuras principales son fallas inversas que involucran al basamento, generadas a partir de la inversión y reactivación de estructuras preexistentes durante el Neógeno, tanto paleozoicas (relacionadas a fábrica del basamento) como mesozoicas y paleógenas (vinculadas a fallas previas). En menor medida, se desarrollan estructuras únicamente asociadas al evento contraccional neógeno (Giacosa y Heredia 2004, García Morabito *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, Gianni *et al.* 2015).

2.2 MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

La región del antepaís analizada en este trabajo registra una historia geológica extensa, que incluye numerosas unidades litoestratigráficas. La unidad aflorante más antigua (Figura 2.3) comprende un basamento cristalino integrado por la Formación Mamil Choique (Sesana 1968), compuesta por metamorfitas y plutonitas de distinta naturaleza. Posee una edad paleozoica, originalmente asignada al Proterozoico Superior–Paleozoico Inferior (Galli 1969, Sesana 1968, Ravazzoli y Sesana 1977) y recientemente al Carbonífero–Pérmico (Linares *et al.* 1988, Varela *et al.* 2005, Pankhurst *et al.* 2006, López de Luchi y Cerredo 2008). Esta unidad ha sido vinculada a grandes lineamientos corticales de extensión regional (Pankhurst *et al.* 2003, Pankhurst *et al.* 2006, Ramos 2008, Rapalini *et al.* 2010).

Sobre el basamento cristalino apoyan unidades jurásicas (Figura 2.3), que comprenden litologías asociadas al desarrollo de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Figari y Courtade 1993; Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015). Esta cuenca está vinculada a un contexto tectónico extensional a transtensional y posee un relleno volcaniclástico y sedimentario compuesto por depósitos de *syn-rift* correspondientes a las rocas volcánicas

CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL: LA CUENCA DE PASO DEL SAPO EN EL ANTEPAÍS FRAGMENTADO PATAGÓNICO



FIGURA 2.2. Distribución de los depósitos neógenos en el antepaís andino norpatagónico. Nótese la distribución compartimentalizada de los mismos en distintas cuencas/depocentros limitados por bloques de basamento producto de tectónica contraccional (modificado de Bilmes *et al.* 2013).

y volcanoclásticas de las Formaciones Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto (Figari y Courtade 1993; Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015). El periodo de *post-rift* está registrado por la Formación Cañadón Asfalto y el Grupo Chubut, compuestas por rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas depositadas en ambientes fluviales y lacustres (Figari y Courtade 1993; Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015). Durante la depositación del Grupo Chubut es importante destacar que la cuenca presenta un marco tectónico particular, superponiéndose diferentes estilos de deformación vinculados a la evolución del margen andino (Figari y Courtade 1993; Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015, Gianni *et al.* 2015).

A estas unidades le siguen areniscas y pelitas silicoclásticas de edad maastrichtiano-danianas asignadas a las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Figura 2.3), depositadas en ambientes litorales y marinos someros asociadas a la primera ingresión atlántica (Spalletti *et al.* 1996, Malumián 1999, Ruiz 2006, Suárez y Márquez 2007, Scasso *et al.* 2012). Estas unidades han sido interpretadas desde un punto de vista tectónico como depósitos sinorogénicos (Ruiz *et al.* 2005, Echaurren *et al.* 2016).

El intervalo Eoceno-Oligoceno está evidenciado por la Formación Huitrera (Figura 2.3), la cual constituye parte de la Serie Andesítica Extrandina o Cinturón de Pilcaniyeu (Aragón y Mazzoni 1997, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016). Esta unidad posee una composición volcánica-volcanoclástica y representa un volcanismo explosivo y efusivo asociado a un contexto volcano-tectónico de carácter extensional (Aragón y Mazzoni 1997, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016).

Las unidades neógenas que constituyen el objeto de estudio de la presente tesis doctoral (Figura 2.3), comprenden a las Formaciones La Pava (Nullo 1978) y Collón Cura (Yrigoyen 1969), asignadas al Mioceno inferior a medio (Nullo 1979, Mazzoni y Benvenuto 1990) y al Mioceno medio a superior (Marshall *et al.* 1977, Rabassa 1978, Nullo 1979, González Díaz y Nullo 1990, Bilmes *et al.* 2013) respectivamente; y a los Depósitos de Planicies Superiores (Lizuaín 2010) asignados por estudios regionales al Plio-Pleistoceno (Volkheimer 1963, Volkheimer 1964, Volkheimer 1965). La Formación La Pava incluye depósitos mayoritariamente arenosos con una importante componente volcanoclástica y abundantes trazas fósiles de distintos insectos. Estos depósitos se acumularon en sistemas aluviales y registran el desarrollo de potentes perfiles de suelo (Nullo 1978, Bilmes *et al.* 2014, Bellosi *et al.* 2014). La Formación Collón Cura posee depósitos sedimentarios continentales de composición volcanoclástica, representados por

MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

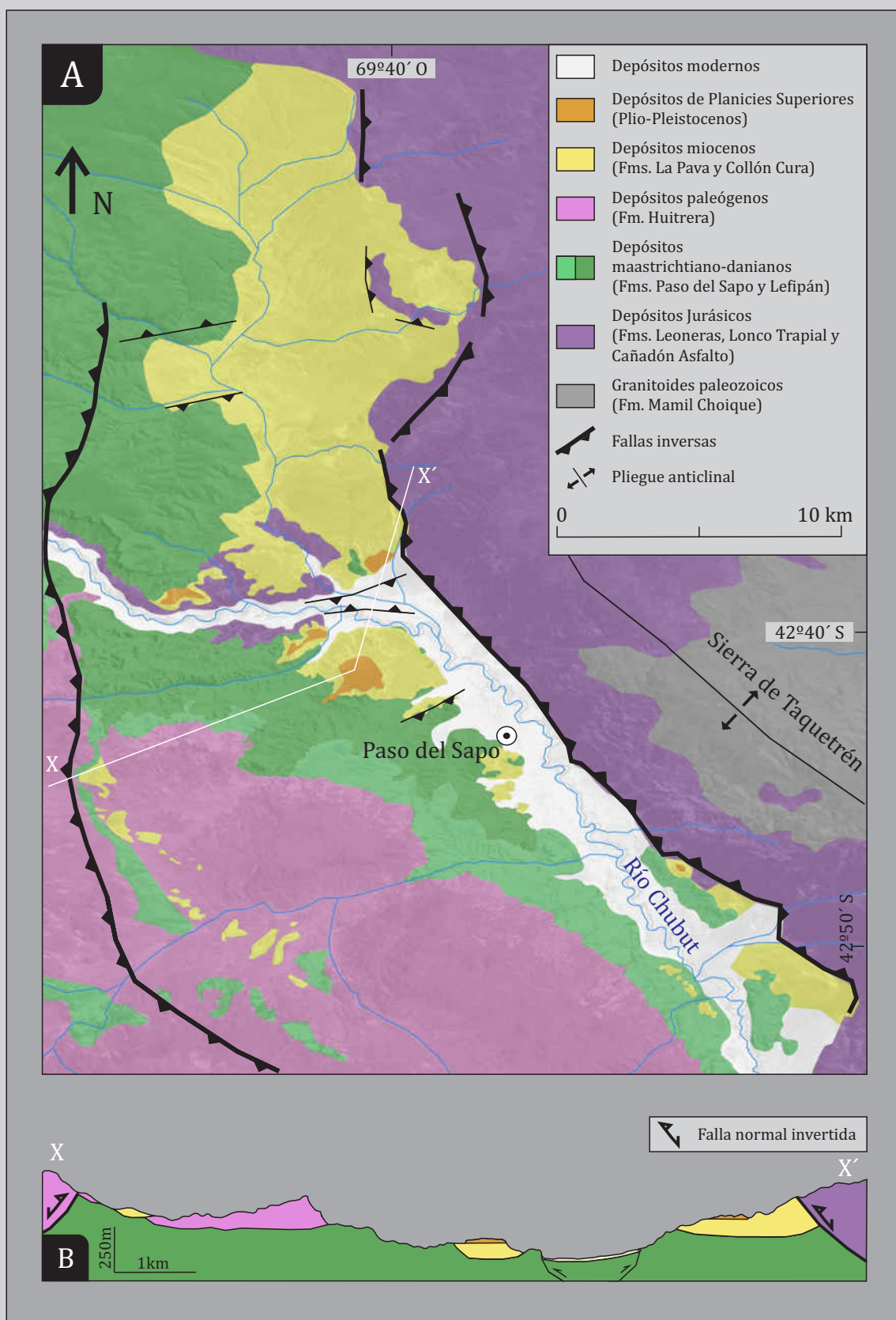


FIGURA 2.3. A) Mapa geológico de la zona de estudio, en las adyacencias de la localidad de Paso del Sapo (Ver ubicación regional en Figura 2.2). B) Perfil geológico perpendicular a las principales estructuras de la zona.

areniscas, areniscas tobáceas y pelitas acumuladas en ambientes aluviales, fluviales y lacustres (Ramos *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2014, Bellosi *et al.* 2014). Tanto la Formación La Pava como la Formación Collón Cura han sido asociadas regionalmente como respuesta sedimentaria a un evento deformacional contraccional neógeno (Bilmes *et al.* 2013, Echaurren *et al.* 2016). Los Depósitos de Planicies Superiores corresponden a depósitos epiclásticos, conglomerádicos y arenosos, interpretados como producto de la acumulación en sistemas aluviales y fluviales (Lizuaín 2010). En localidades cercanas se han incluido unidades de características similares a los Depósitos de Planicies Superiores dentro de la unidad formal denominada Formación Río Negro o bien dentro de la unidad informal equivalente denominada Rionegrense, ambas asignadas al Mio-Plioceno (Bilmes *et al.* 2013, Bilmes *et al.* 2014, Bellosi *et al.* 2014).

Las características cronológicas, estratigráficas y sedimentológicas mencionadas para las unidades neógeno-cuaternarias existentes, fueron obtenidas a partir de análisis desarrollados a escala regional (Volkheimer 1963, Volkheimer 1964, Volkheimer 1965, Yrigoyen 1969, Marshall *et al.* 1977, Rabassa 1978, Nullo 1979, González Díaz y Nullo 1990, Lizuaín 2010, Ramos *et al.* 2011, Echaurren *et al.* 2016). Los escasos análisis de detalle desarrollados en la zona de estudio señalan que los depósitos neógenos podrían vincularse con los depósitos adyacentes de la Cuenca de Gastre (Bilmes *et al.* 2013, Bilmes *et al.* 2014, Bellosi *et al.* 2014). Sin embargo, los depósitos analizados en este trabajo se encuentran separados de los incluidos en la vecina Cuenca de Gastre por un rasgo morfoestructural de primer orden a escala de antepaís: la Sierra de Taquetrén (Figuras 2.2 y 2.3), permitiendo inferir que habrían tenido una evolución parcial o totalmente independiente con respecto a los depósitos coetáneos de regiones cercanas. Por este motivo, como se mencionó en la Introducción (ver capítulo 1), los depósitos analizados en esta tesis serán tratados como un depocentro independiente del Antepaís Fragmentado Patagónico, denominado Cuenca de Paso del Sapo (Figura 2.2).

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA



CAPÍTULO 3 - METODOLOGÍA

El presente trabajo de tesis doctoral incluye un análisis de la configuración morfoestructural de la Cuenca de Paso del Sapo y un detallado estudio tectono-estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógenos involucrados en el relleno de la misma. Un análisis de detalle fue desarrollado con el fin de obtener un marco tectónico y estratigráfico de alta resolución temporal y espacial, dentro del cual fueron luego identificados y evaluados distintos parámetros utilizados como indicadores tectónicos, climáticos y de aporte volcánico. Con esta información se realizó, finalmente, un modelo evolutivo de la cuenca, analizando de manera cualitativa y cuantitativa los controles extrínsecos que condicionaron tanto la generación de espacio de acomodación como el aporte y la acumulación de los sedimentos que constituyen su relleno.

Análisis morfoestructurales, estratigráficos y sedimentológicos fueron realizados para obtener una caracterización en términos tectónicos y estratigráficos de la Cuenca de Paso del Sapo, mientras que análisis geocronológicos y magnetoestratigráficos se efectuaron para obtener un marco de alta resolución temporal del relleno. Además se realizó un análisis desde múltiples aproximaciones para identificar y cuantificar parámetros e indicadores de controles extrínsecos en el relleno, analizando marcadores tectónicos a partir de la relación espacial y temporal de las distintas estructuras reconocidas con respecto a las unidades de relleno de la cuenca, marcadores climáticos a partir de análisis de paleosuelos e indicadores de aporte volcaniclástico a partir de parámetros composicionales, volumétricos y de tasas de sedimentación. Toda esta información fue luego utilizada para reconstruir la historia evolutiva de la cuenca y sus causales, caracterizada por distintas etapas con variables ambientes de depositación e influencia de controles externos. En esta última instancia se realizó una discusión con respecto a cómo y en qué magnitud los controles externos influyeron en la configuración y desarrollo de la Cuenca de Paso del Sapo a distintas escalas de análisis.

3.1 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL, ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO

Como primera instancia para esta etapa de la tesis se utilizó el Sistema de Información Geográfica de uso libre (*QGIS V2.18.7*) para analizar y centralizar la información, integrando modelos de elevación digital (MED) de alta resolución espacial (*TanDEM-X*) con imágenes satelitales *LANDSAT* y *SPOT* (cedidas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales).

Para el análisis morfoestructural se construyeron mapas geológicos de detalle en la zona de estudio. Los datos estructurales fueron obtenidos en estaciones ubicadas en distintos dominios morfoestructurales dentro de la Cuenca de Paso del Sapo, analizando en cada estación las estructuras principales, y las orientaciones de los estratos neógenos incluyendo la medición de estratos de crecimiento (Figura 3.1). Los datos obtenidos fueron procesados y analizados con *software* de uso libre de estereografía (*Stereonet®*).

El análisis estratigráfico fue realizado desde una mirada aloestratigráfica, a través del reconocimiento de superficies regionales de discontinuidad, las cuales fueron jerarquizadas y trazadas en diferentes secciones y paneles de correlación tridimensionales para definir unidades depositacionales (véase Bossi 1998 y Huerta *et al.* 2011). Los estudios estratigráficos y sedimentológicos se realizaron a través del levantamiento de perfiles de detalle a escala 1:50 (Figura 3.1). Fueron relevadas las principales características de los paleosuelos presentes, incluyendo rasgos de color (obtenidos mediante tabla *Munsell®*), rasgos macromorfológicos (concreciones, moteados y nódulos de Fe-Mn, cutanes argílicos de iluviación, *slickensides*, entre otros), y rasgos micromorfológicos, estos últimos obtenidos mediante análisis de secciones delgadas. Sobre la base de los perfiles y de los paneles de correlación se realizó un modelo de facies que incluyó la identificación de distintas facies sedimentarias sobre la base de características específicas, representativas de procesos y condiciones de sedimentación particulares (Reading y Levell 1996). Las facies fueron agrupadas luego en asociaciones de facies, teniendo en cuenta conjuntos de facies genéticamente relacionadas con significado ambiental, y posteriormente organizadas en sistemas de acumulación. Estos sistemas fueron definidos a partir de la vinculación vertical y espacial de asociaciones de facies genéticamente relacionadas, y de comparaciones con modelos de acumulación existentes.

METODOLOGÍA: DISTRIBUCIÓN DE LA INFORMACIÓN

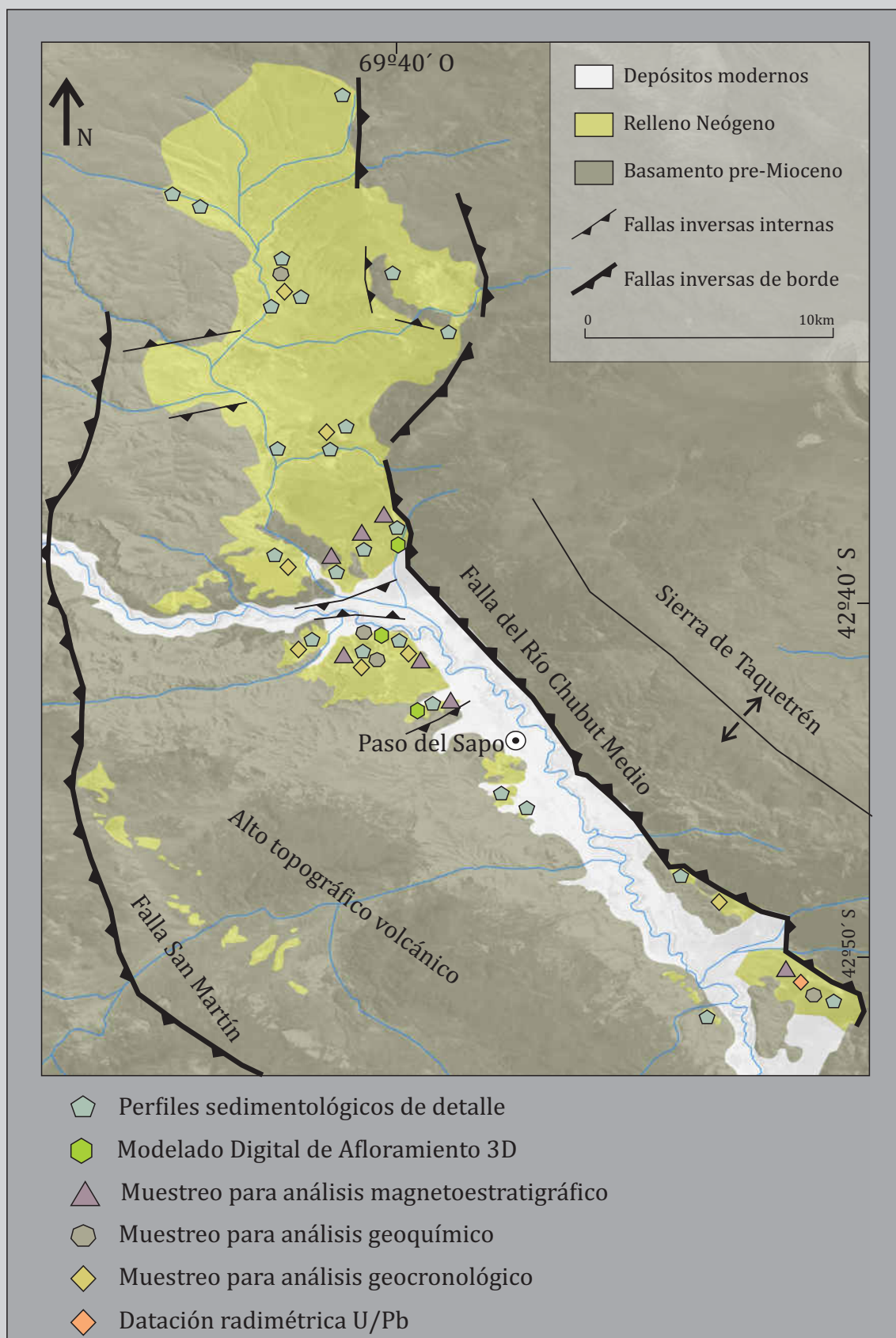


FIGURA 3.1. Mapa geológico de la distribución del relleno neógeno de la Cuenca Paso del Sapo donde puede observarse la ubicación de los distintos sitios de relevamiento y toma de datos para el desarrollo del análisis de la cuenca.

3.2 ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS

Los análisis geocronológicos fueron realizados con el objetivo de obtener un marco temporal de alta resolución para el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. Consistieron en una datación radimétrica de depósitos tobáceos primarios, y en el análisis magnetoestratigráfico de las distintas unidades depositacionales (Figura 3.1).

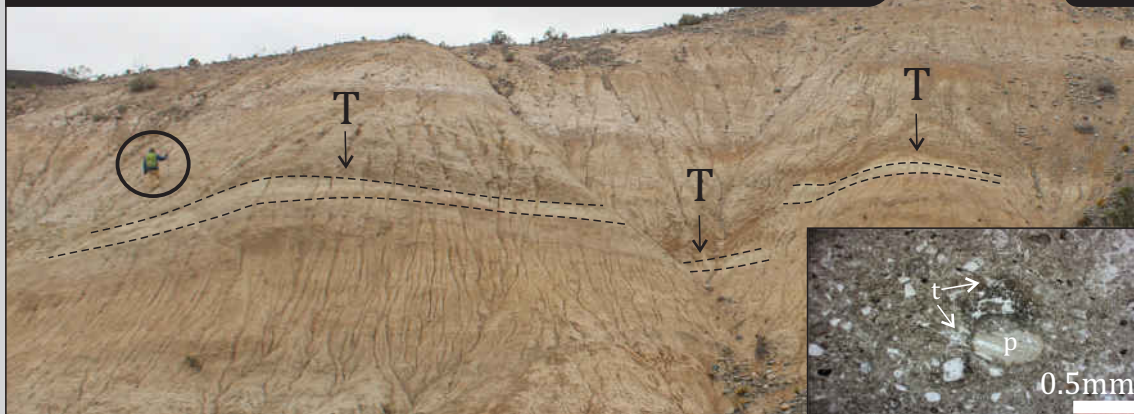
3.2.1 Análisis radimétrico U/Pb

Una selección de muestras de tobas y areniscas tobáceas del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo fue realizada en el campo (Figuras 3.1 y 3.2A), basada en la posición estratigráfica, en el tamaño de grano y en el grado de resedimentación/retrabajo por procesos sedimentarios post-depositacionales, de forma de obtener edad-cristalización y evitar la utilización de edad-detritica. Un total de 8 muestras de tobas de distintas posiciones geográficas y estratigráficas fueron colectadas y pre seleccionadas para análisis radimétricos U/Pb (Figura 3.1). Posteriormente se realizaron análisis petrográficos para examinar tamaños de grano, mineralogía y descartar posibles fuentes de contaminación epiclástica (Figura 3.2A).

Sobre la base del análisis petrográfico, los indicadores de posible retrabajo y la posición estratigráfica, 4 muestras fueron seleccionadas y preparadas para datación. La preparación incluyó el chancado y molido de las muestras (entre 2 y 4 kg de material por muestra), el tamizado y la subsecuente concentración de minerales pesados mediante métodos hidráulicos (Figura 3.2B). Posteriormente fueron descartados los minerales magnéticos con imán de neodimio y sobre el concentrado de minerales pesados no magnéticos se realizó un “*hand picking*” bajo lupa binocular y en alcohol (Figura 3.2B). Finalmente, sobre la base de abundancia, tamaño y forma de los circones obtenidos, una única muestra fue seleccionada para datación por el método U-Pb en circones (Muestra PLG, Figura 3.2C). Cabe mencionar que distintas poblaciones de circones fueron descritas en los análisis desarrollados bajo lupa binocular sobre la base de la morfología y grado de fracturación de los cristales, en este sentido fueron seleccionados los circones con morfologías volcánicas (Figura 3.2C; hábito prismático largo, elongación mayor a 5 - relación largo vs ancho-, euhedrales, y sin redondeamiento ni fracturación) con el fin de obtener la edad de cristalización.

Obtención de muestras en el afloramiento

A



Procedimiento en laboratorio

B



Obtención de edades U/Pb

C

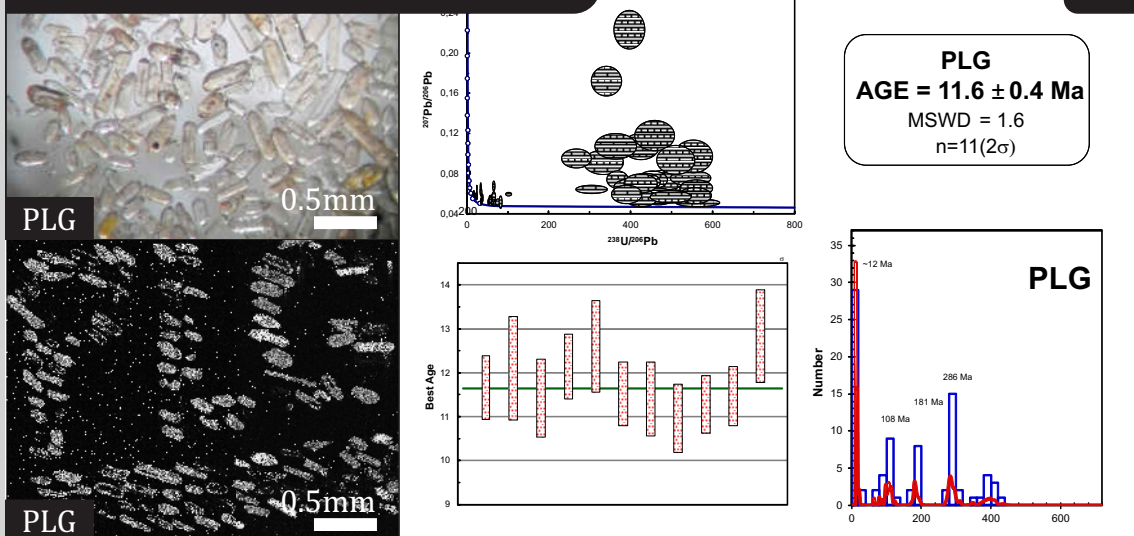


FIGURA 3.2. Análisis geocronológico. A) Fotografía de afloramiento de un nivel continuo de tobas (T), mostrando un detalle petrográfico donde pueden observarse pómez (p) y trizas vítreas (t). B) Procedimiento de laboratorio para la obtención de circones. C) Obtención de circones de cristalización y edad U/Pb de los mismos.

Un total de 300 circones fueron enviados a la *Washington State University* (EEUU) donde se realizaron los análisis isotópicos de U-Pb en el *Radiogenic Isotope and Geochronology Lab (RIGL)*. Los circones de edad desconocida enviados y los circones patrón fueron preparados y montados en resina epoxy. En la muestra PLG se analizaron un total de 87 cristales con un *Micromass Isoprobe multicollector ICPMS*, equipado con nueve colectores Faraday, un colector axial Daly y cuatro canales contadores de iones (Gehrels *et al.*, 2008). El *Isoprobe* se encuentra equipado con un sistema *ArF Exchimer laser ablation*, el cual tiene una longitud de onda de emisión de 193 nm. La configuración del colector permite mediciones de ^{204}Pb en un canal contador de iones, mientras que ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos simultáneamente con detectores Faraday. Todos los análisis fueron realizados en modo estático con un haz de luz láser de 30 micrones de diámetro, operado por una energía de ~ 32 mJ (a 23 kV) y a una frecuencia de 10 Hz.

Los 87 cristales de circón analizados por U-Pb en la muestra PLG mostraron un espectro de edades multimodal con varios picos de máxima frecuencia (Figura 3.2C). El pico principal y de menor edad arrojó un valor de ca. 12 Ma, los picos más antiguos están subordinados y tienen valores de ca. 108, 181, 286 y 401 Ma. A partir del grupo de 11 circones concordantes más jóvenes se calculó una edad media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $11,6 \pm 0,4$ Ma (MSWD = 1.6; 2s), que es interpretada como la edad de cristalización de la toba (Figura 3.2C). Los circones más antiguos son interpretados como herencia de eventos magmáticos previos. Edades comparables con estos valores pueden encontrarse en muchos sectores del área de estudio (Rapela *et al.* 2005, Pankhurst *et al.* 2006, Echaurren *et al.* 2016).

Una ampliación de la metodología utilizada y todos los datos analíticos obtenidos y enviados por el *Radiogenic Isotope and Geochronology Lab*: contenido de U, relación U/Th, relaciones isotópicas, edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, y concordancia, se encuentran en el material suplementario de la tesis (Anexo I).

3.2.2 Análisis magnetoestratigráfico

Se realizó un análisis paleomagnético en un total de 110 muestras recolectadas en 7 sitios (Figura 3.1) correspondientes a las distintas unidades aloestratigráficas definidas

para la Cuenca de Paso del Sapo. El muestreo fue realizado de manera de obtener una columna magnetoestratigráfica integrada, sobre la base de un total de 67 muestras ubicadas en los 3 sitios con mejor exposición y mayor continuidad estratigráfica. Las muestras fueron obtenidas con un espaciado vertical de 2-5 m dependiendo de los espesores y de los procesos involucrados en la depositación de las unidades analizadas. Como complemento, 28 muestras fueron recolectadas con el fin de obtener puntos de control lateral de la columna principal. Las restantes 15 muestras fueron obtenidas como duplicados de las muestras analizadas para un control adicional.

Dos métodos distintos de muestreo en el campo fueron utilizados según la resistencia mecánica de la litología a analizar (Figura 3.3A): muestreo por bloques para las litologías más resistentes y muestreo por testigos cilíndricos para las litologías de menor resistencia. El muestreo por bloques consistió en la obtención de bloques orientados con brújula en el terreno (Figura 3.3A), los cuales fueron luego perforados y rebanados en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel A. Valencio del IGEBA (Universidad de Buenos Aires) para la obtención de especímenes cilíndricos de 2,54 cm de diámetro por 2,2 cm de alto. El muestreo por testigos extraídos por perforación consistió en la obtención de cilindros de roca orientados (Figura 3.3A), obtenidos directamente del afloramiento a través del hincamiento y posterior extracción de tramos de caños de bronce de 2,54 cm de diámetro por 2,2 cm de alto (Figura 3.3A).

Todas las muestras fueron procesadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel A. Valencio del IGEBA (Universidad de Buenos Aires). Las mediciones de intensidad y dirección de remanencia magnética fueron realizadas con magnetómetro *spinner JR6 AGICO Inc* (Figura 3.3B). La desmagnetización gradual fue realizada mediante un demagnetizador de campo alterno (*tambor LD-A AGICO Inc*) y un horno de cámara única (ASC-48TD), alcanzando 90 mT y 650 °C respectivamente, en una cantidad variable de 12-15 pasos consecutivos de medición.

Los resultados obtenidos fueron procesados utilizando el *software PaleoMag 3.1.0 b2 (University of Colorado)*, con el cual se realizó la discriminación de componentes magnéticos y se obtuvo la componente primaria/depositacional (Figura 3.3C). Los datos individuales fueron luego integrados en una columna magnetoestratigráfica representativa de toda la cuenca (Figura 3.3C) y correlacionados con la escala universal de polaridades magnéticas (GTPS, Gradstein *et al.* 2012).

Obtención y preparación de muestras



Medición de remanencia magnética



Procesamiento y obtención de datos

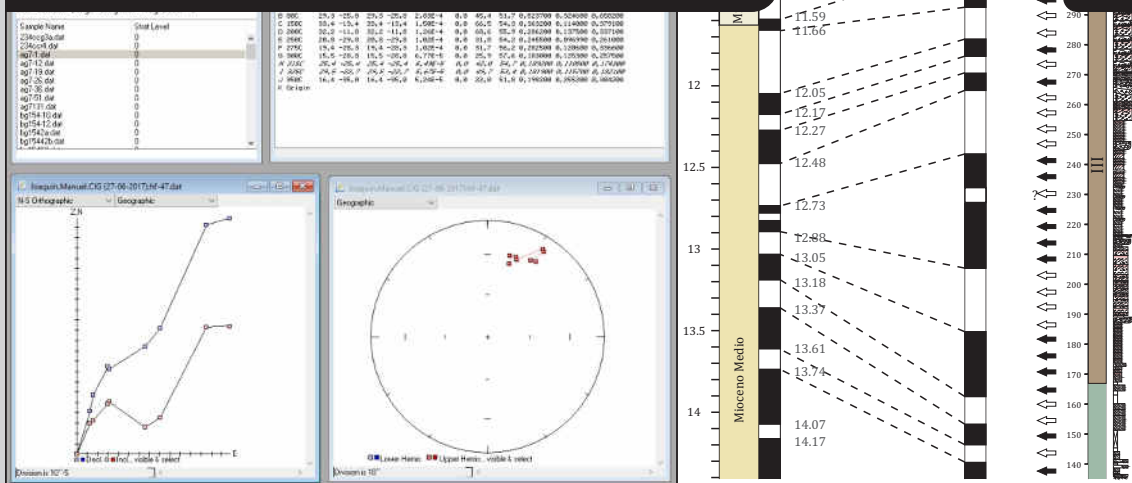


FIGURA 3.3. Análisis paleomagnético. A) Obtención de testigos cilíndricos orientados en el campo (A1) y preparación de los mismos (A2) junto con las muestras de bloques orientados (A3) para su posterior análisis. B) Medición de dirección e inclinación magnética en sucesivos pasos con creciente demagnetización. C) Procesamiento de los datos mediante *Software Pmag 3.1.0 b3*, generación de columna magnetoestratigráfica calibrada con columna patrón, y cálculo de tasas de sedimentación.

En el Anexo II de la presente tesis doctoral se muestran los datos de inclinación y declinación magnética de todas las muestras analizadas, y su ubicación estratigráfica en los distintos perfiles.

3.3 ANÁLISIS DE INDICADORES DE CONTROLES EXTRÍNSECOS

Se realizó una identificación, análisis y cuantificación de distintos parámetros del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, que fueron luego utilizados como indicadores de los controles extrínsecos (tectónica, clima y volcanismo) en el desarrollo del mismo.

3.3.1 Indicadores tectónicos

Para el análisis de los indicadores tectónicos se realizó un detallado estudio de las estructuras tectónicas (fallas, pliegues y fracturas de cizalla) y estructuras asociadas (discordancias progresivas y estratos de crecimiento) presentes en los depósitos neógenos, teniendo en cuenta su distribución espacio-temporal respecto de las distintas estructuras presentes en la Cuenca de Paso del Sapo.

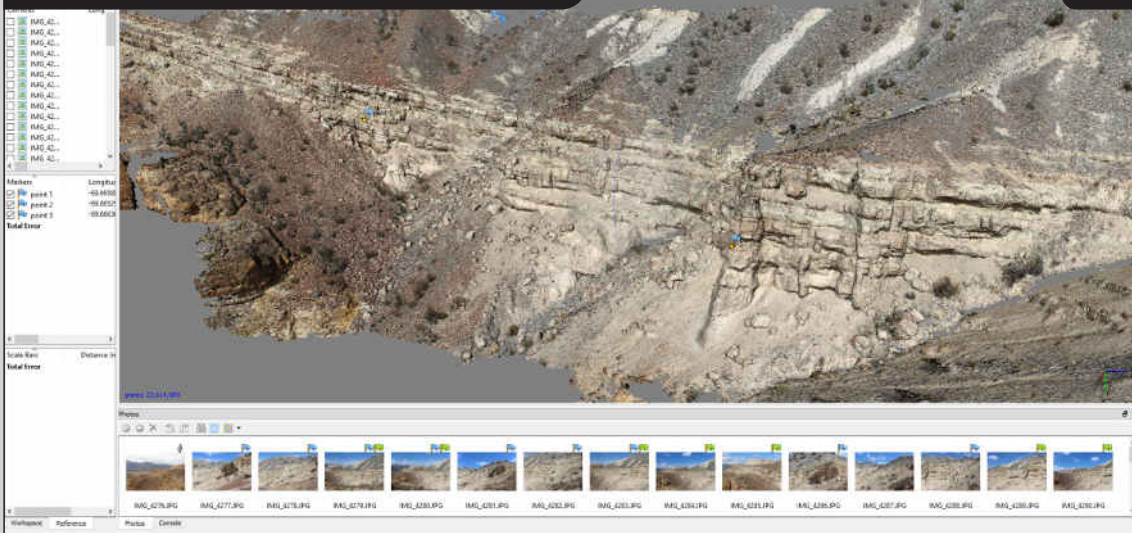
Se realizó un análisis de alta resolución mediante la examinación minuciosa de las discordancias progresivas a través de Modelos Digitales de Afloramiento (Figuras 3.1 y 3.4; *Digital Outcrop Models, DOM*) utilizando la técnica fotogramétrica “*Structure-from-Motion*” (véase Harwin y Lucieer 2012, Ružić *et al.* 2014, Tonkin *et al.* 2014, Westoby *et al.* 2012). Este método permite, a partir de secuencias de fotos con superposiciones de más del 70%, la construcción de modelos tridimensionales georreferenciados (Spetsakis y Aloimonos 1991, Boufama *et al.* 1993, Szeliski y Kang 1994). La técnica utilizada consistió en: (1) trabajo de campo para la adquisición de un *set* de imágenes fotográficas mediante fotogrametría terrestre, estableciendo los puntos de control para la posterior georreferenciación mediante uso de *Estación Total Stonex*® y *GPS Trimble Juno SB handheld*® (Figura 3.4A); (2) un procesamiento en *software AgiSoft Photoscan professional*® para la obtención de las reconstrucciones 3D (*structure from motion workflow s.s.*, Figura 3.4B); y (3) una instancia posterior para escalar y georreferenciar el modelo generado. La visualización e interpretación del Modelo Digital de Afloramiento

Afloramiento



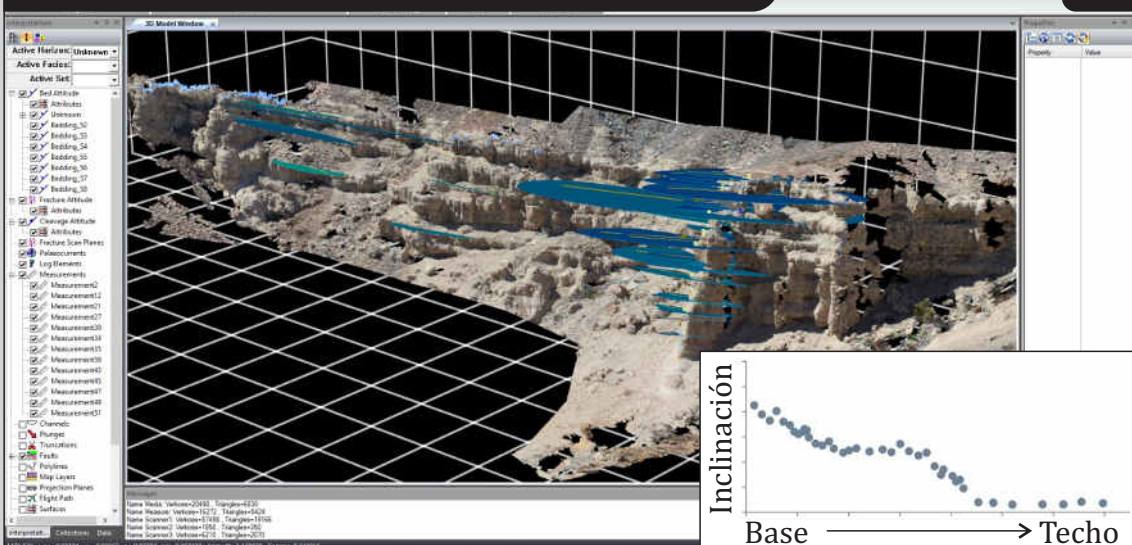
A

Generación de nube densa



B

Procesamiento y obtención de datos



C

FIGURA 3.4. Modelado 3D de discordancias progresivas. A) Obtención de fotografías en el afloramiento y georreferenciación del mismo con Estación total. B) Generación de nube de puntos densa con *Software AGISOFT Photoscan Professional*. C) Procesamiento del modelo generado y obtención de datos estructurales (datos de inclinación en función de la posición estratigráfica) mediante *software VRGS*.

fue realizada mediante la utilización de una licencia académica del *software Virtual Reality Geological Studio (VRGS*; Figura 3.4C).

El análisis de las estructuras tectónicas permitió la jerarquización de las principales fallas presentes como estructuras de 1°, 2° y 3° orden, sobre la base de parámetros específicos (longitud, magnitud del desplazamiento, participación del basamento en la deformación, entre otros). El análisis de las discordancias progresivas junto con su ubicación espacial permitió luego identificar la naturaleza pre, sin y post cinemática de las unidades depositacionales respecto de las distintas estructuras presentes en la Cuenca de Paso del Sapo de manera detallada. Además permitió identificar distintas fases de basculamiento de determinadas estructuras y estimar, a través de la integración con la información geocronológica, tasas de rotación vertical promedio para intervalos específicos de crecimiento de las estructuras analizadas mediante esta técnica.

3.3.2 Indicadores climáticos

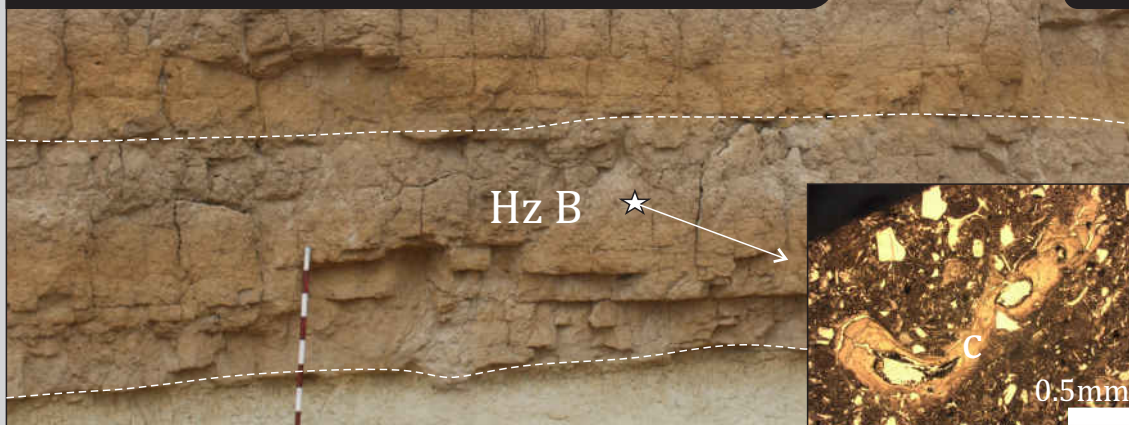
Se realizó un análisis y cuantificación de parámetros climáticos, utilizando como indicadores distintas características de los paleosuelos registrados en el relleno de la cuenca. Se estudiaron en detalle los distintos paleosuelos desarrollados en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, analizando meso y microscópicamente rasgos pedogenéticos. Sobre la base de estos estudios se identificaron posteriormente distintos procesos pedogenéticos, como horizonación, bioturbación, iluviación, precipitación-disolución, óxido-reducción y expansión-contracción (siguiendo criterios descriptos por Retallack 1988, 1994). Estos parámetros permitieron la caracterización de distintos regímenes climáticos de manera cualitativa. Para obtener una cuantificación de estas variables se realizaron análisis geoquímicos de componentes mayoritarios en horizontes específicos. En este sentido, un detallado muestreo de horizontes B (Figura 3.5) para análisis geoquímicos fue desarrollado siguiendo el criterio de Hyland y Sheldon (2016) descartando posibles alteraciones diagenéticas. Un total de 23 muestras fueron obtenidas en el campo para su posterior análisis en laboratorio (Figuras 3.1, 3.5A y 3.5B).

Los análisis de geoquímica de elementos mayoritarios fueron desarrollados en el Laboratorio *ALS Patagonia Lab* mediante la técnica de análisis de óxidos *ME-XRF26 ANALISIS OXIDO*. Los resultados obtenidos en porcentaje en peso fueron convertidos a

INDICADORES CLIMÁTICOS: ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Obtención de muestras en paleosuelos

A



Procedimiento en laboratorio

B



Obtención y análisis de los resultados

C

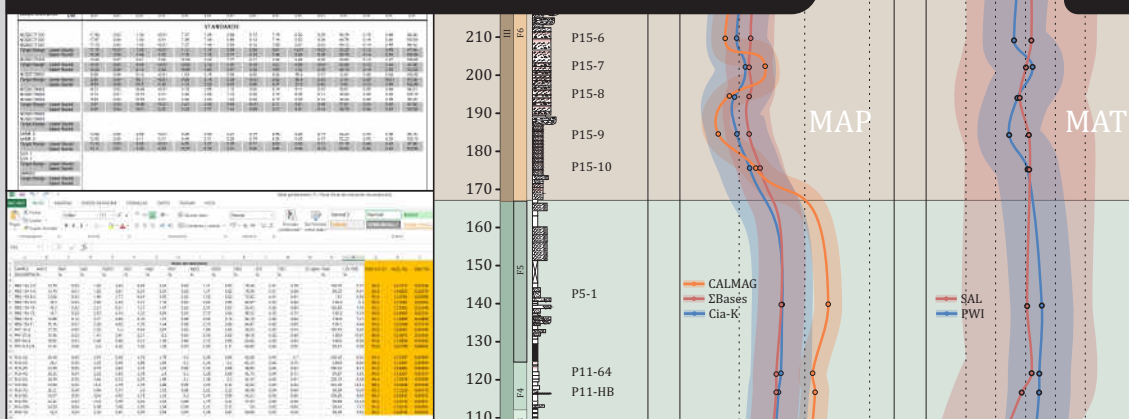


FIGURA 3.5. Análisis geoquímico. A) Obtención de muestras de horizonte B (Hz B) de paleosuelos, con detalle petrográfico mostrando la abundancia de cutanes argílicos (c). B) Procedimiento de laboratorio que incluye la molienda y preparación de las muestras para ser enviadas al laboratorio de análisis químicos. C) Obtención de los resultados y análisis de los mismos, con la generación de las curvas de MAT (Temperatura media anual) y MAP (Precipitación media anual).

porcentaje molar para calcular los índices paleoclimáticos correspondientes a medias anuales de Temperatura y Precipitación (Figura 3.5C; Anexo III).

Las Temperaturas Medias Anuales (MAT por sus siglas en inglés, *mean annual temperature*) fueron calculadas basadas en la relación SAL (*molecular ratio of Na₂O and K₂O to Al₂O₃*) de Sheldon *et al.* (2002) y en el índice PWI (*paleosol Weathering Index*) de Gallagher y Sheldon (2013). Para el cálculo basado en la relación SAL se utilizó la ecuación $MAT = -18,516 (SAL) + 17,298$ (Sheldon *et al.*, 2002). El error asociado a este cálculo es ± 4.4 °C y puede ser aplicado a la mayoría de los órdenes de paleosuelos (Sheldon *et al.* 2002). Por otro lado se utilizó la ecuación basada en el parámetro PWI (*Paleosol Weathering Index*), siendo $MAT = 2.74 \ln (PWI) + 21.39$, donde $PWI = 100 \times [(4.20 \times Na) + (1.66 \times Mg) + (5.54 \times K) + (2.05 \times Ca)]$. Esta estimación es considerada más precisa ya que posee errores estándar de ± 2.1 °C (Gallagher y Sheldon, 2013).

La Precipitación Media Anual (MAP por sus siglas en inglés *mean annual precipitation*) fue calculada utilizando diferentes indicadores cuantitativos. El primer indicador se basa la relación Al/ Σ Bases (Retallack, 2001), y consiste en la ecuación $MAP = -259.3 \ln (\Sigma Bases/Al) + 759$, con un error estándar de ± 235 mm/año (Sheldon *et al.*, 2002). El segundo indicador utilizado está basado en el índice CIA-K (*Chemical Index of Alteration without Potassium*) de Maynard (1992), donde $MAP = 221.12e^{0.0197 (CIA-K)}$ con un error estándar de ± 181 mm/año (Sheldon *et al.*, 2002). Finalmente el último indicador de paleoprecipitaciones utilizado se basa en el índice CALMAG ($Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + MgO) * 100$; Nordt y Dreise, 2010), donde $MAP = 22.69 (CALMAG) - 435.8$, con un error estándar de ± 108 mm/año (Nordt y Dreise, 2010).

3.3.3 Indicadores de aporte volcánico

Para obtener una cuantificación del aporte de material volcánico en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, se realizaron análisis de procedencia, composicionales, volumétricos y de tasas de sedimentación. El análisis composicional de las litologías psefíticas fue realizado mediante el conteo de 300 clastos por estación de medición en el campo, mientras que las facies psamíticas fueron analizadas composicionalmente mediante conteo bajo microscopio en cortes petrográficos (conteo de 300 clastos por sección delgada). Por otro lado, se realizó una cuantificación volumétrica de las distintas

unidades que componen el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo; para este cálculo se utilizó un espesor medio para cada unidad obtenido a partir de un promedio de los espesores de cada perfil ponderados por su área de influencia, y se utilizaron áreas para cada unidad obtenidas a partir de la proyección del punto topográficamente más elevado de cada unidad hasta su intersección con los márgenes de la cuenca, considerando áreas mínimas que no contemplen la conexión con otros depocentros neógenos cercanos (áreas proyectadas mínimas). Por último, se calcularon las tasas de sedimentación para el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, combinando la información obtenida con los resultados de los análisis geocronológicos (datación radimétrica U/Pb y magnetoestratigrafía).

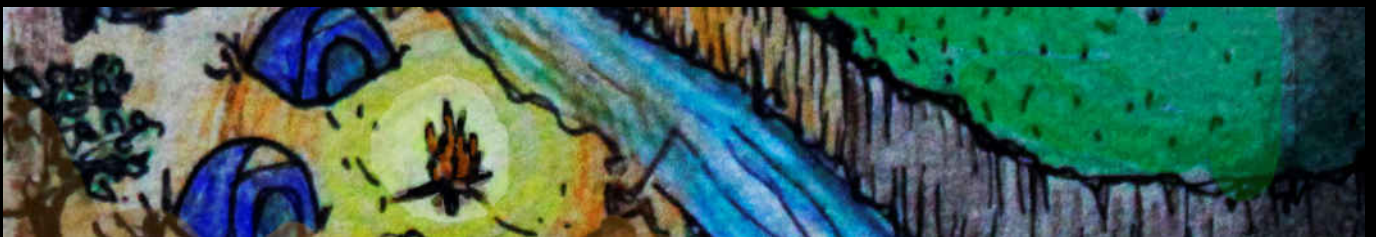
La integración de los análisis composicionales con los cálculos volumétricos y de tasas de sedimentación permitió identificar y cuantificar el aporte volcanoclástico y epiclástico para las distintas unidades depositacionales.

3.4 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y GENERACIÓN DE MODELO CONCEPTUAL

Luego de realizar un estudio detallado de los parámetros morfoestructurales, estratigráficos, cronoestratigráficos, sedimentológicos y de indicadores de controles extrínsecos en los depósitos correspondientes a la Cuenca de Paso del Sapo; se realizó una integración de todos los resultados obtenidos en un modelo conceptual que permitió desarrollar un esquema evolutivo de la cuenca. Este modelo evolutivo permitió analizar cuantitativamente la influencia de los controles tectónico, climático y de aporte volcánico en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo; así como evaluar las implicancias regionales de los resultados obtenidos.

CAPÍTULO 4

LA CUENCA DE PASO DEL SAPO



CAPÍTULO 4 - LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL

La Cuenca de Paso del Sapo se encuentra ubicada en el sector extra andino norpatagónico, 200 km al Este de la Cordillera Patagónica y a 500 km del margen de subducción andino. Se circunscribe a las adyacencias de la localidad de Paso del Sapo, entre los paralelos 42° 25' y 42° 55' S y los meridianos 69° 25' y 69° 50' O. Posee una distribución regional elongada de 60 km en sentido norte-sur a noroeste-sureste y un ancho de entre 10 y 20 km, cubriendo un área de ~ 750 km². La cuenca conforma un depocentro intermontano limitado en toda su extensión por bloques de basamento bordeados por fallas inversas, los cuales constituyen altos topográficos: la Sierra de Taquetrén al este y noreste, y un conjunto de serranías compuestas por las sucesiones volcánicas y piroclásticas de la Formación Huitrera (Aragón y Mazzoni 1997) al oeste (Figura 4.1).

El análisis morfoestructural de la Cuenca de Paso del Sapo permitió la discriminación de dominios morfoestructurales mediante el análisis de los distintos bloques de basamento y de las estructuras que los caracterizan. Estos dominios han sido definidos sobre la base de la naturaleza de las estructuras presentes, las diferentes unidades litoestratigráficas involucradas en la deformación, y la ubicación geográfica y topográfica (Figura 4.1). Siguiendo estos criterios, las características morfoestructurales serán tratadas en un dominio Oriental, un dominio Occidental y un dominio Central (Figura 4.1).

4.1 DOMINIO MORFOESTRUCTURAL ORIENTAL

El dominio Oriental comprende el borde este y noreste de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 4.1). Este límite está conformado por distintos bloques de basamento elevados que constituyen la Sierra de Taquetrén y serranías menores ubicadas en el extremo noreste de la Cuenca. Los bloques de basamento alcanzan los 1.200 msnm, representando las mayores alturas en la zona de estudio. Están constituidos por unidades paleozoicas

LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: CONFIGURACIÓN Y DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES

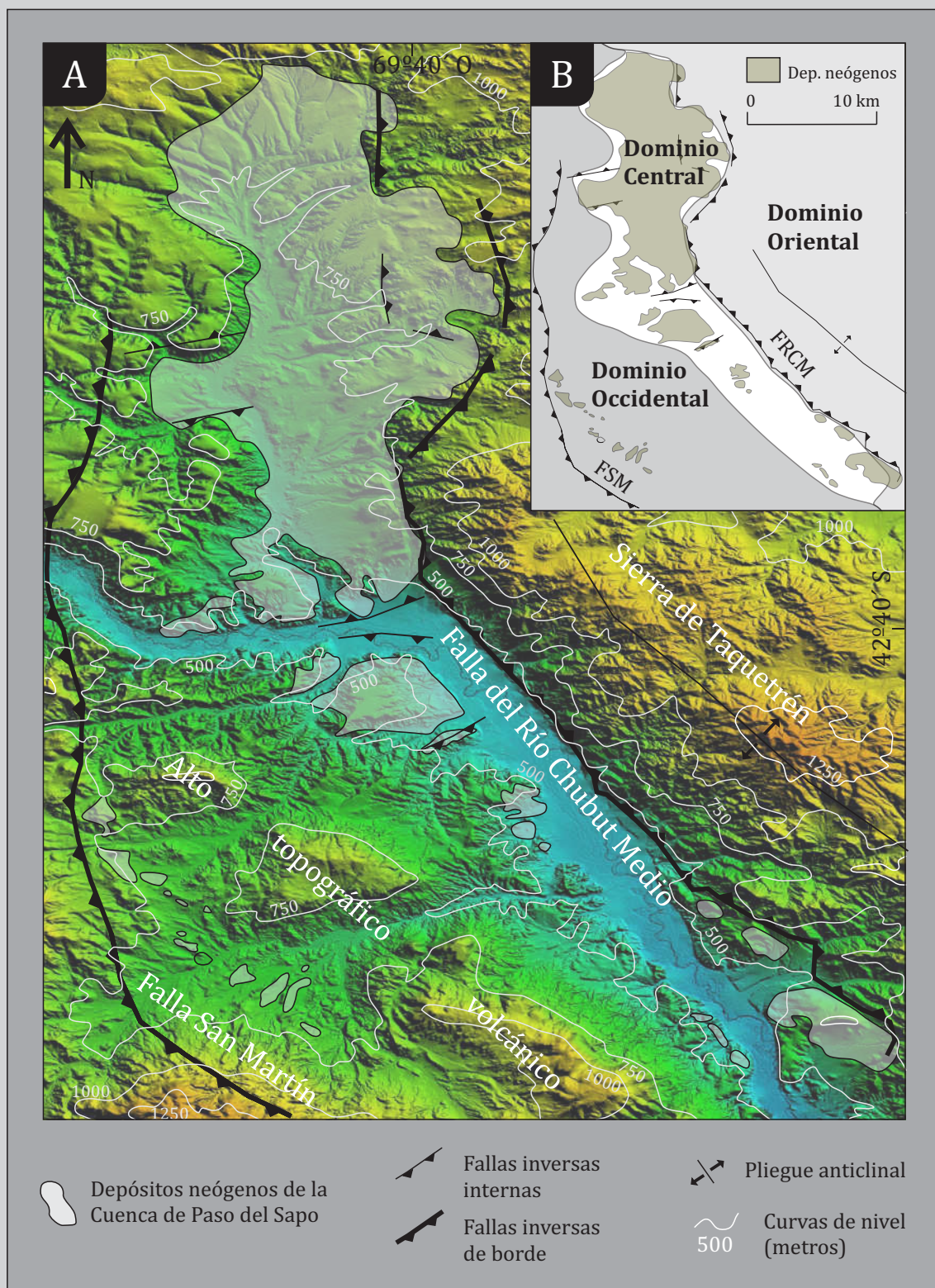


FIGURA 4.1. Configuración morfoestructural y dominios morfoestructurales de la Cuenca de Paso del Sapo. A) Mapa morfoestructural que muestra los principales rasgos estructurales y topográficos de la Cuenca de Paso del Sapo, desarrollado sobre un Modelo Digital de Elevación de alta resolución (TAN-DEM) B) Mapa que muestra la ubicación y distribución de los diferentes Dominios Morfoestructurales y su relación con las estructuras y los depósitos neógenos. (FRCM: Falla del Río Chubut Medio; FSM: Falla San Martín).

(Formación Mamil Choique) y mesozoicas (Formaciones Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto, Figura 2.3).

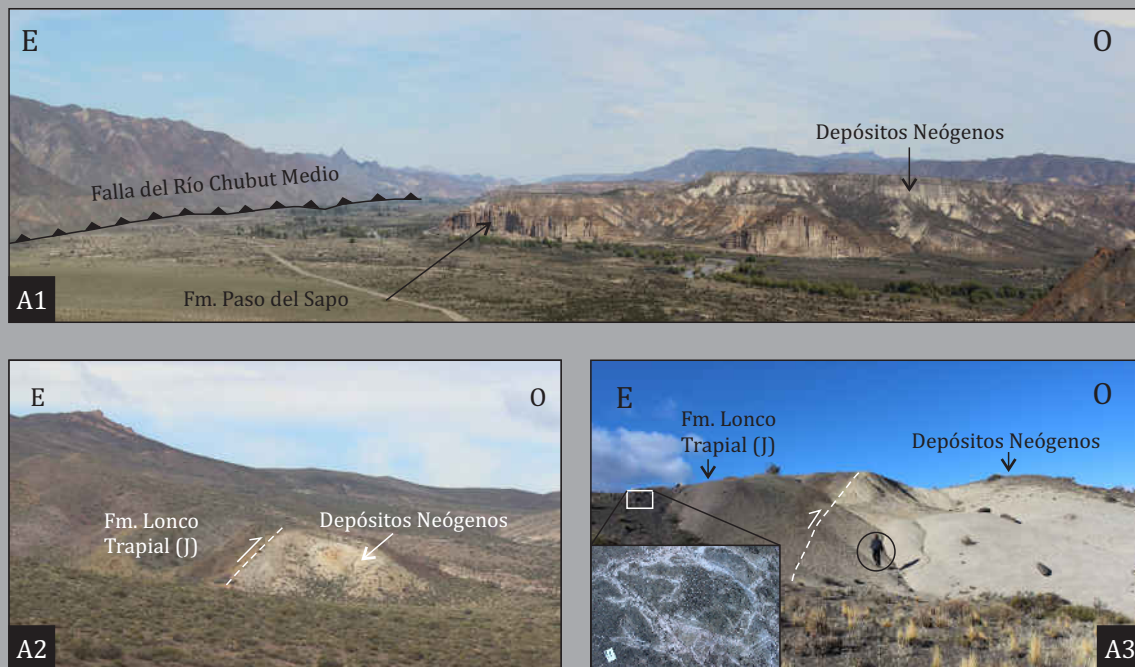
La principal estructura que incluye este dominio y que eleva los bloques de basamento mencionados es la Falla del Río Chubut Medio (Figura 4.1 y 4.2; Figari y Courtade 1993, Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015). Esta falla posee una orientación norte-sur en su sector norte y una orientación noroeste-sureste en su sector austral (Figura 4.1) con una longitud total de más de 60 km (Figari y Courtade 1993, Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015). Está conformada por distintos segmentos, con inclinaciones hacia el este-noreste, de alto ángulo en superficie. Eleva bloques de basamento pre neógeno que conforman un anticlinal de inversión de rocas jurásicas con núcleo ígneo-metamórfico paleozoico (Figuras 2.3 y 4.1; Figari y Courtade 1993, Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015).

La Falla del Río Chubut Medio posee una historia pre neógena vinculada a diferentes eventos de deformación. Fue interpretada como una estructura paleozoica asociada con grandes lineamientos corticales vinculados a posibles suturas continentales (Pankhurst *et al.* 2003, Pankhurst *et al.* 2006, Ramos 2008). Su vinculación con las unidades jurásicas fue interpretada como producto de un fallamiento normal que limitó un hemigraben de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Figari *et al.* 1996, Figari *et al.* 2015). Por otro lado, el régimen tectónico contraccional cretácico para los Andes Norpatagónicos, definido por diferentes autores (Folguera y Ramos 2011, Allard *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2013), tuvo expresión a lo largo de esta estructura, que funcionó como una falla inversa, en forma previa y de manera parcialmente contemporánea con la ingresión del Maastrichtiano-Daniano (Echaurren *et al.* 2016).

Durante el Neógeno, la Falla del Río Chubut Medio fue reactivada por la actividad contraccional miocena (Bilmes *et al.* 2013, Echaurren *et al.* 2016). Bilmes *et al.* 2013 estimaron para esta estructura rechazos verticales neógenos del orden de los 500 m, sobre la base de la posición topográfica de estratos cretácicos guía a ambos lados de la falla. El reconocimiento, en este trabajo, de niveles neógenos (i.e., Formaciones La Pava y Collón Cura) deformados adyacentes al bloque bajo de la Falla del Río Chubut Medio, evidencian la actividad contraccional neógena para esta estructura. Estas unidades muestran el desarrollo de discordancias progresivas (Figura 4.2B) las cuales limitan estratos de crecimiento que incluyen desde capas volcadas con inclinaciones de 85° en

LA CUENCA PASO DEL SAPO: DOMINIO MORFOESTRUCTURAL ORIENTAL

A. Falla del Río Chubut Medio



B. Discordancias progresivas asociadas

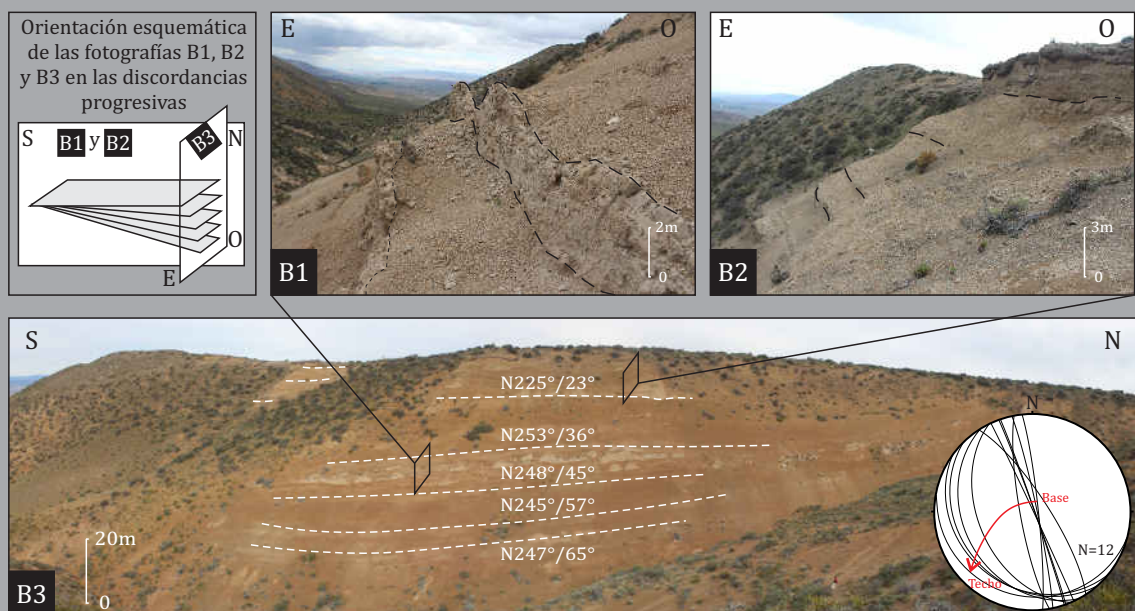


FIGURA 4.2. Dominio morfoestructural Oriental. A1 y A2) La Falla del Río Chubut Medio eleva unidades jurásicas de la Formación Lonco Trapial por encima de los depósitos neógenos de la Cuenca Paso del Sapo. Nótese en recuadro la zona de daño en las unidades jurásicas (A3). B) Las discordancias progresivas son un rasgo muy característico de las Formaciones La Pava y Collón Cura en las adyacencias a la Falla del Río Chubut Medio, nótese la rotación progresiva de los niveles neógenos, representada en los datos de RBZ sobre fotografías de campo con distintas orientaciones (B1, B2 y B3) y sobre el diagrama estereográfico (B3).

dirección N 80° hasta capas con inclinaciones de 23° en dirección opuesta N 260° (Figura 4.2B). Por otro lado los Depósitos de Planicies Superiores adyacentes a la Falla del Río Chubut Medio yacen de manera no deformada.

4.2 DOMINIO MORFOESTRUCTURAL OCCIDENTAL

Este dominio representa el límite occidental de la Cuenca de Paso del Sapo (Figuras 4.1 y 4.3). El borde oeste del depocentro está conformado por un alto estructural-volcánico que eleva unidades sedimentarias maastrichtiano-danianas y unidades volcánicas paleógenas de la Formación Huitrera hasta alturas de 1000 msnm. Componen este dominio morfoestructural, un bloque elevado por la Falla San Martín, que limita las expresiones más occidentales de la Cuenca de Paso del Sapo, y un alto topográfico volcánico que delimita el sector principal de desarrollo de la cuenca hacia el Noreste de reducidos afloramientos ubicados hacia el extremo Suroeste de la misma (Figura 4.1).

La Falla San Martín (Figura 4.3A), analizada regionalmente en trabajos previos (Ruiz *et al.* 2005, Ruiz 2006), y denominada con este nombre en este trabajo, presenta una longitud que supera los 40 km con una dirección norte-sur en su tramo norte y noroeste-sureste en su tramo sur. Está constituida por una falla principal y por estructuras menores asociadas hacia el bloque bajo. La estructura principal es una falla inversa de alto ángulo con inclinación hacia el oeste, a la que se asocian fallas inversas y pliegues menores, con geometrías típicas de anticlinal de inversión (Figura 4.3A; Mc Clay y Buchanan 1992, Yamada y Mc Clay 2004). Al Oeste de la Falla San Martín, las unidades paleógenas correspondientes a la Formación Huitrera muestran espesores mínimos de centenares de metros, mientras que al Este de la misma no superan las pocas decenas de metros, presentando un patrón de relleno de hemigraben (Mc Clay y Buchanan 1992, Yamada y Mc Clay 2004). Por otro lado, en las adyacencias de la Falla San Martín, los depósitos neógenos de la Formación La Pava muestran el desarrollo de discordancias progresivas, mientras que los depósitos de la Formación Collón Cura y los Depósitos de Planicies Superiores yacen de manera horizontal. Las discordancias internas en la Formación La Pava delimitan estratos de crecimiento, los cuales poseen inclinaciones de 30° en dirección N 45° que van disminuyendo progresivamente hasta posiciones horizontales (Figura 4.3A).

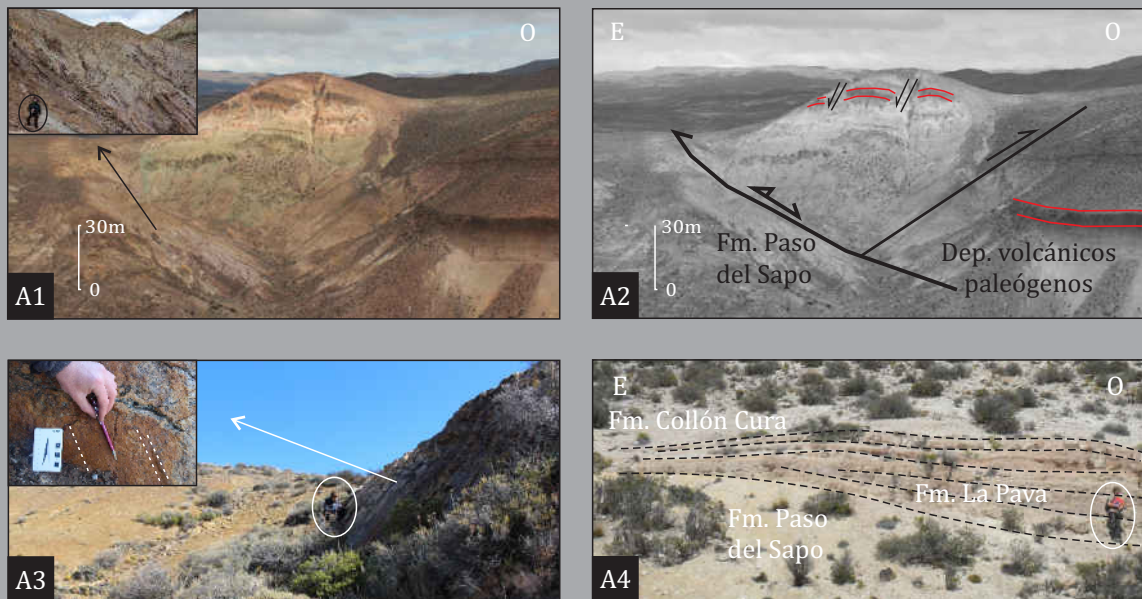
Sobre la base del régimen tectónico extensional definido para el Paleógeno de la región (Folguera y Ramos 2011, Echaurren *et al.* 2016), junto con la relación que presenta la Falla San Martín con las unidades pre-miocenas y el alto ángulo que posee la misma, se coincide con las interpretaciones previas realizadas por Ruiz *et al.* (2005) y Ruiz (2006) en definir que esta estructura funcionó como una falla de borde extensional que controló los depósitos paleógenos. La relación que esta estructura presenta con los depósitos miocenos, demuestra que la Falla San Martín fue luego invertida en el Neógeno, comportándose como una falla inversa que limitó occidentalmente a los depósitos analizados en este trabajo (Figura 4.1). La diferencia topográfica de niveles guía paleógenos ubicados a ambos lados de la estructura sugiere desplazamientos verticales posteriores a su depositación del orden de las decenas de metros, asignados aquí al movimiento contraccional neógeno. Hacia el bloque bajo de la falla, en el sector sureste de la cuenca, los depósitos neógenos se presentan como afloramientos aislados que no superan los 25 m de potencia. Estos depósitos constituyen un pequeño depocentro de la Cuenca de Paso del Sapo, ubicado hacia el extremo suroeste de la misma, en posiciones topográficas elevadas hasta 200 m con respecto al relleno principal de la cuenca (Figura 4.1). Es importante destacar que en el rasgo topográfico referido como alto topográfico volcánico no se ha observado deformación neógena, indicando la presencia de relieve heredado de la configuración morfoestructural y volcánica previa (Aragón y Mazzoni 1997, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016).

4.3 DOMINIO MORFOESTRUCTURAL CENTRAL

La Falla del Río Chubut Medio (perteneciente al dominio Oriental) con inclinación al este, y la Falla San Martín (perteneciente al dominio Occidental) con inclinación al oeste, pueden considerarse las estructuras de borde de la Cuenca de Paso del Sapo, quedando de esta manera el depocentro limitado por dos fallas inversas antitéticas que delimitan una zona triangular deprimida e internamente deformada que constituye el Dominio Central (Figuras 4.1 y 4.3B).

Este dominio está representado por el relleno principal de la Cuenca de Paso del Sapo, el cual se encuentra afectado por distintas estructuras de deformación que elevan

A. DOMINIO OCCIDENTAL: Falla San Martín y discordancias progresivas asociadas



B. DOMINIO CENTRAL: Discordancias progresivas asociadas a estructuras internas

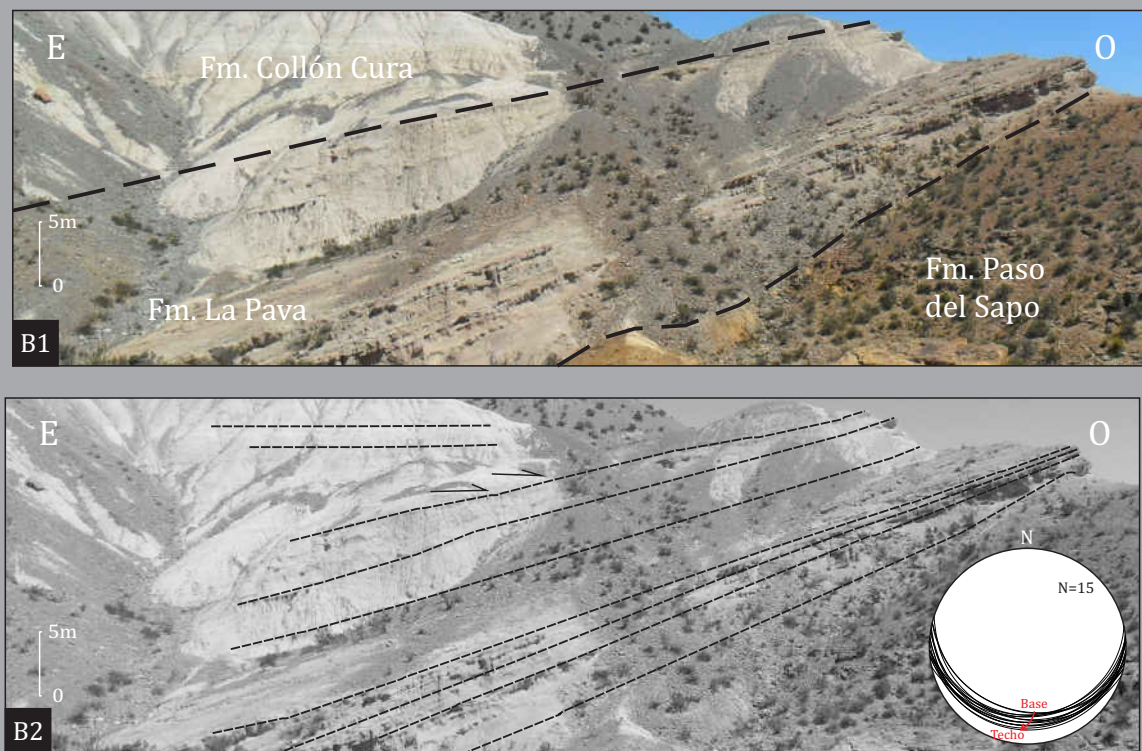


FIGURA 4.3. Dominios morfoestructurales Occidental y Central. A) En el Dominio Occidental el rasgo estructural más sobresaliente es la Falla San Martín (A1 fotografía de campo, A2 interpretación estructural de la anterior), compuesta por una falla normal invertida y estructuras menores, a la que se asocian depósitos neógenos con discordancias progresivas (A4). B) El Dominio Central muestra el desarrollo de discordancias progresivas en los niveles de la Formación La Pava como rasgo estructural más sobresaliente desarrolladas en adyacencias a estructuras internas (B1 fotografía de campo y B2 interpretación de la anterior y diagrama estereográfico de las discordancias progresivas).

pequeños bloques de basamento hasta alturas de 400 a 500 msnm, los cuales parcialmente compartimentalizan la cuenca (Figura 4.1).

Las estructuras que caracterizan este dominio son fallas inversas fuertemente oblicuas a las fallas de borde (Figura 4.1). Poseen orientaciones este-oeste a noreste-suroeste, inclinaciones al Norte y al Sur, longitudes de entre 2 y 4 km y espaciados de entre 1 y 5 km. Las fallas exponen altos pre neógenos constituidos por rocas volcánicas jurásicas, depósitos clásticos maastrichtiano-danianos y volcanitas paleógenas (Figura 2.3, 4.1 y 4.3). La marcada oblicuidad de estas fallas respecto a las estructuras limitantes y a las estructuras mayormente Norte-Sur que caracterizan a la deformación regional andina, indicaría una potencial vinculación con anisotropías del basamento. Los depósitos neógenos adyacentes a las estructuras internas muestran el desarrollo de discordancias progresivas que delimitan estratos de crecimiento en los niveles correspondientes a la Formación La Pava (Figura 4.3B), condición que no expresan los depósitos de la Formación Collón Cura y los Depósitos de Planicies Superiores, los cuales yacen de manera horizontal (Figura 4.3B). La relación mencionada con las distintas unidades formales determina que comúnmente las fallas internas posean un patrón no emergente, siendo sepultadas por la Formación Collón Cura y/o por los depósitos de Planicies Superiores. Las discordancias progresivas poseen inclinaciones de hasta 30° que disminuyen de manera gradual hasta 0°, y distintas orientaciones según a qué estructura interna se encuentren vinculadas. Estas fallas internas carecen de marcadores estratigráficos que permitan establecer rechazos verticales, sin embargo sobre la base de los espesores afectados por la deformación (5 a 15 m) se pueden estimar desplazamientos verticales del orden de decenas de metros. Cabe mencionar que estructuras menores ubicadas en este dominio fueron asignadas a una tectónica de piel fina (Bilmes *et al.* 2013).

A partir del análisis de los distintos rasgos morfoestructurales reconocidos en los diferentes dominios y de su vinculación con las unidades litoestratigráficas neógeno-cuaternarias es posible asignar los depósitos analizados a un depocentro intermontano del Antepaís Fragmentado Patagónico, aislado del resto de los depósitos coetáneos adyacentes, denominado Cuenca de Paso del Sapo. Esta cuenca posee un límite oriental definido por la Falla del Río Chubut Medio, correspondiente al dominio Oriental y un límite occidental definido por la Falla San Martín, correspondiente al dominio Occidental.

Ambas estructuras, de vergencia opuesta, delimitan una zona triangular deprimida donde se alojan los sedimentos que rellenan la Cuenca de Paso del Sapo. Hacia el Norte y hacia el Sur distintos altos topográficos restringen la distribución de los depósitos mencionados. Estos depósitos alcanzan espesores de hasta 300 m y se encuentran afectados internamente por fallas inversas que fueron asignadas al dominio morfoestructural Central.

CAPÍTULO 5
ESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA
DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO



CAPÍTULO 5 - ESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTATIGRAFÍA DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

Los sedimentos neógenos de la zona del Río Chubut Medio, en las adyacencias de la localidad de Paso del Sapo, han sido referidos en numerosos trabajos previos, desde los trabajos pioneros de Petersen (1946) y Volkheimer (1965) hasta trabajos recientes como los de Ruiz *et al.* (2005), Lizuain (2010), Ranalli *et al.* (2011), Bilmes *et al.* (2013), Bilmes *et al.* (2014) y Bellosi *et al.* (2014), entre otros. Sobre la base de similitudes litológicas, fosilíferas, posición estratigráfica y, más recientemente, sobre evidencias geocronológicas (Bilmes *et al.* 2013), estas contribuciones han asignado regionalmente los depósitos analizados en este trabajo a diversas unidades formales e informales. En este sentido, los depósitos aquí vinculados al desarrollo de la Cuenca de Paso del Sapo han sido asignados a las Formaciones La Pava, Collón Cura y a los depósitos informalmente denominados Depósitos de Planicies Superiores (Lizuain 2010).

En función de los objetivos de la presente tesis doctoral, las unidades neógenas mencionadas han sido abordadas desde una metodología aloestratigráfica (véase sección 3.1). En este sentido, se ha realizado una subdivisión de los depósitos de la Cuenca de Paso del Sapo en distintas “Unidades de Acumulación” (U) limitadas por superficies de discontinuidad. Los principales criterios utilizados para la definición de unidades de acumulación fueron 1) la presencia de superficies de discontinuidad, de carácter regional y/o local, significativo a escala de cuenca (véase Bossi 1998); y 2) la geometría a gran escala del relleno de la cuenca (véase Huerta *et al.* 2011), teniendo en cuenta la ubicación y distribución espacial de las unidades (Figuras 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4). Siguiendo estos criterios, el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo fue dividido en un total de 4 unidades de acumulación: U-I, U-II, U-III y U-IV (Figuras 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4). La U-I equivale a la Formación La Pava, la U-II y la U-III equivalen a la Formación Collón Cura, en sus términos inferior y superior respectivamente, y la U-IV equivale a los Depósitos de Planicies Superiores.

ESTRATIGRAFÍA: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS UNIDADES QUE RELLENAN LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

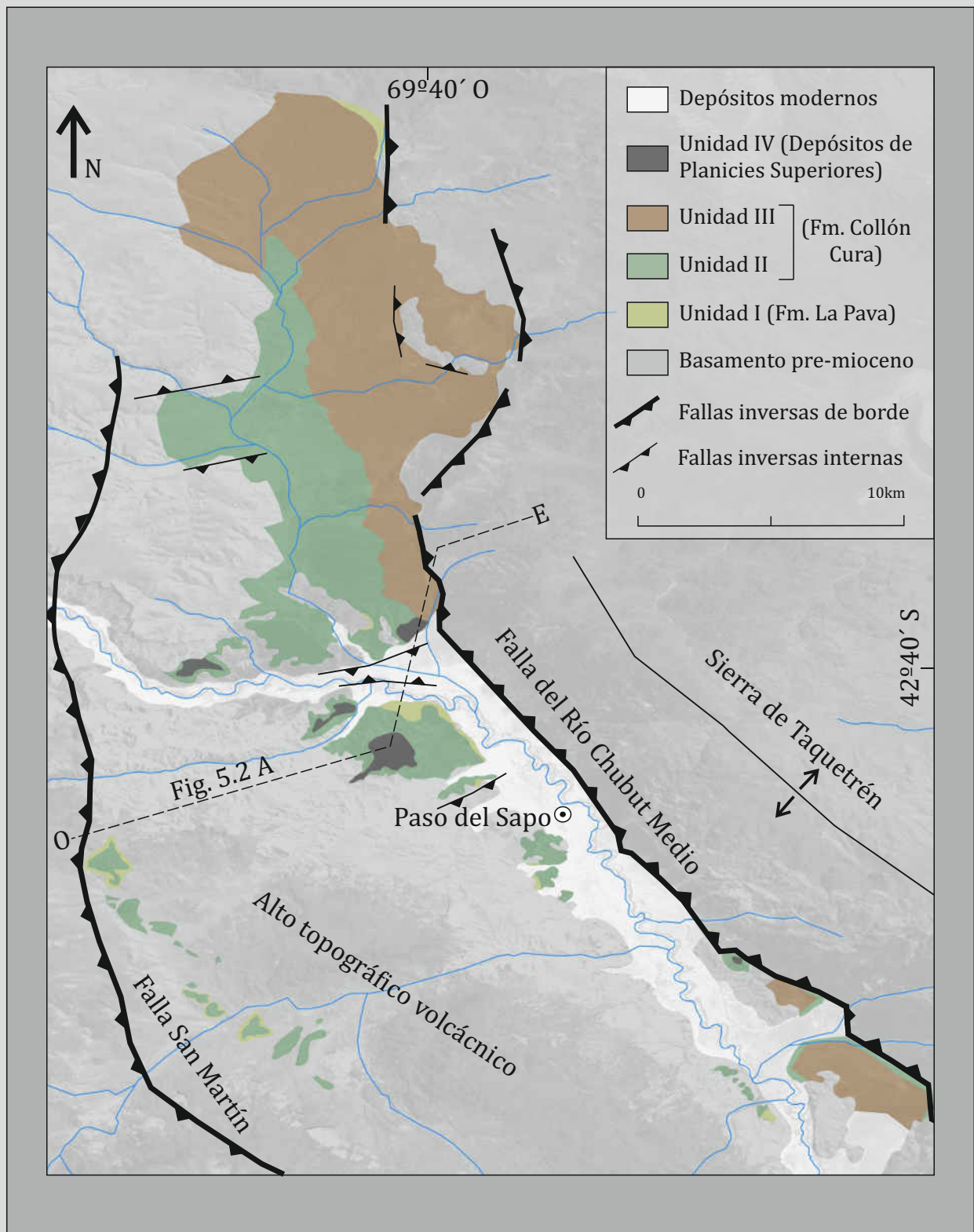
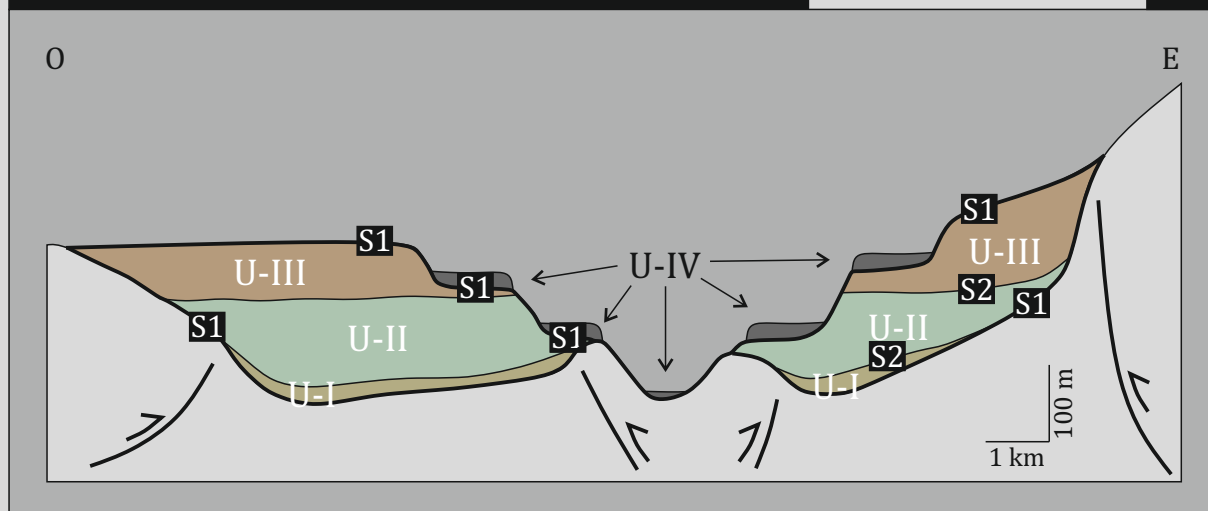


FIGURA 5.1. Mapa geológico de la Cuenca de Paso del Sapo que muestra la distribución de las distintas unidades que constituyen el relleno neógeno. La Unidad I equivale a la Formación La Pava, las Unidades II y III a los sectores inferior y superior de la Formación Collón Cura respectivamente, mientras que la Unidad IV equivale a los Depósitos de Planicies Superiores.

ESTRATIGRAFÍA DEL RELLENO

Arquitectura a gran escala del relleno

A



Esquema Cronoestratigráfico

B

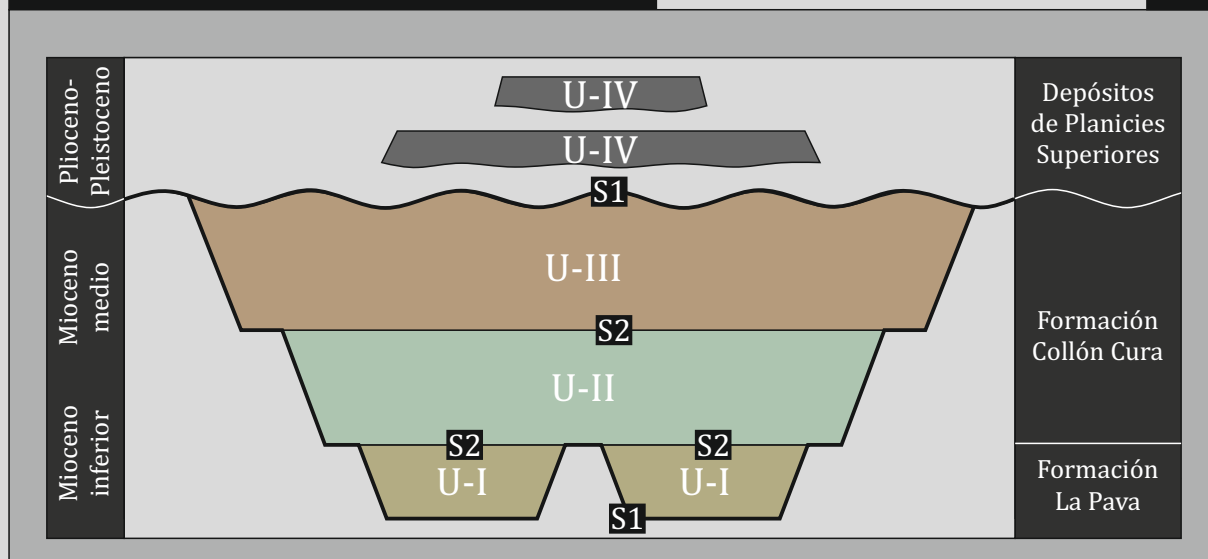


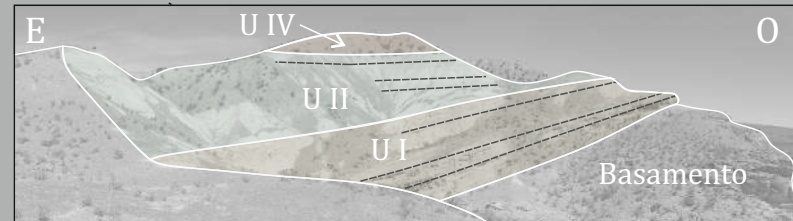
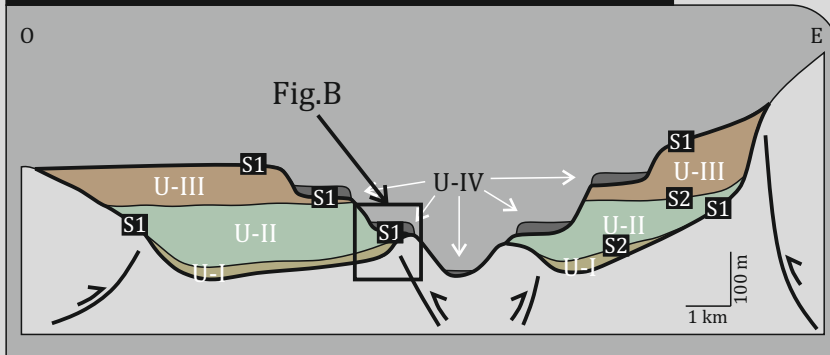
FIGURA 5.2. Estratigrafía de la Cuenca de Paso del Sapo. A) Panel esquemático perpendicular a las principales estructuras de las Unidades (U) que componen el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo y las superficies que las delimitan. B) Esquema cronoestratigráfico que muestra la distribución en tiempo y espacio de las unidades que rellenan la Cuenca de Paso del Sapo y las superficies que las delimitan.

La U-I se desarrolla directamente sobre el basamento pre-Mioceno, posee espesores de hasta 17 m y su distribución es discontinua y reducida, asociada a los altos de basamento de borde e internos (Figuras 5.1, 5.2 y 5.3). La U-II se apoya sobre el basamento o bien sobre la Unidad I mostrando un contacto neto, en ocasiones en relación de *onlap*, posee espesores que alcanzan los 150 m y se ubica en posiciones centrales de la cuenca mostrando una amplia distribución (Figuras 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4). La U-III se apoya sobre el basamento, o bien sobre la Unidad II a través de un contacto neto. Es la unidad que posee una mayor distribución areal dentro de la Cuenca de Paso del Sapo, abarcando las posiciones centrales y marginales de la Cuenca (Figuras 5.1, 5.2 y 5.4), alcanzando espesores máximos de hasta 150 m en el margen oriental. Por último, la U-IV se desarrolla sobre las unidades previas mediante una superficie de erosión regional que incide sobre unidades previas hasta 150 m, erosionando incluso rocas del basamento; posee espesores de hasta 25 m y se ubica en posiciones centrales de la cuenca en reducidos afloramientos de carácter aterrazado (Figuras 5.1, 5.2 y 5.3). Las terrazas de la U-IV se encuentran erosionando a las distintas unidades previas en distintos niveles, indicando una depositación diacrónica, lo cual permite interpretar que en algunos casos la superficie erosiva que limita su base fue generada durante distintos períodos representando en esos lugares una superposición de diferentes superficies erosivas.

Las superficies que delimitan las distintas unidades de acumulación pueden ser analizadas desde un punto de vista jerárquico. La superficie que delimita el relleno del basamento evidencia el inicio de la sedimentación en la Cuenca de Paso del Sapo, por lo que puede ser considerada como de primer orden (S_1). Las superficies regionalmente erosivas que separa las U-I, U-II y U-III de la U-IV, marcan un importante cambio en la arquitectura a gran escala del relleno, desde condiciones de apilamiento vertical de sucesivas unidades con amplia distribución espacial y sin importantes superficies erosivas (U-I, U-II y U-III), hacia condiciones de erosión del relleno con depositación de escasos depósitos aterrazados (U-IV), por lo que pueden ser consideradas también como de primer orden, y serán tratadas, a escala de cuenca, como una única superficie (S_1 ; Figura 5.2). En segunda instancia, las superficies de discontinuidad no erosivas a escala regional que separan la U-I de la U-II, y la U-II de la U-III pueden considerarse de segundo orden (S_2 ; Figura 5.2). En los siguientes capítulos serán definidas, caracterizadas y analizadas superficies internas a las unidades, las cuales serán consideradas de tercer orden (S_3).

ESTRATIGRAFÍA: ARQUITECTURA A GRAN ESCALA DEL RELLENO

A. Arquitectura a gran escala del relleno



C. Detalle de las U I, U II y U IV

B. Relaciones a gran escala de las Unidades I, II y IV y su relación con el basamento

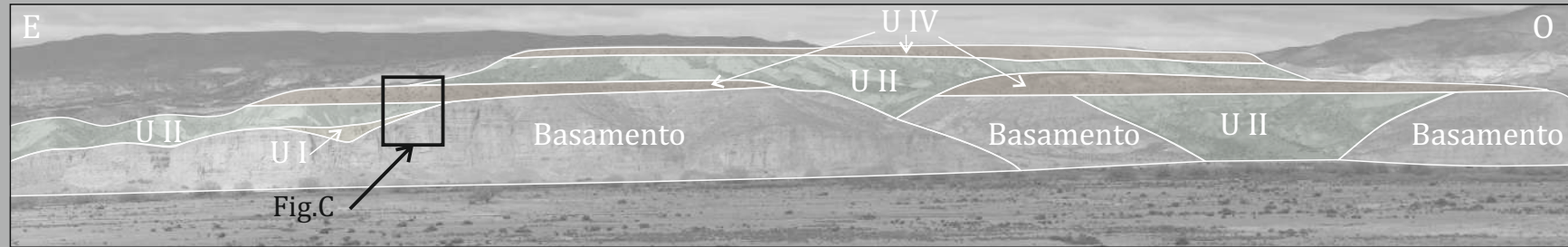
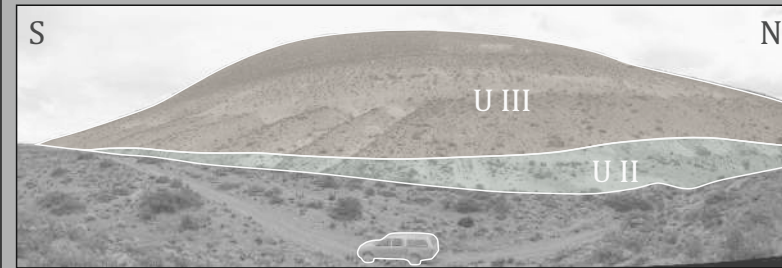
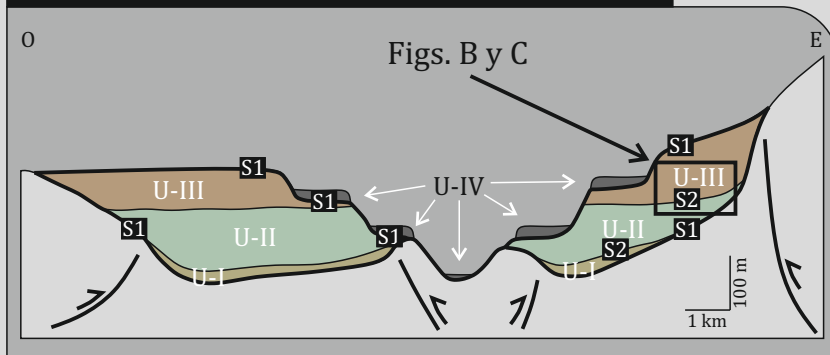


FIGURA 5.3. Arquitectura a gran escala del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. A) Sección esquemática de las Unidades mostrando la ubicación de la Figura B. B) Relaciones espaciales de las Unidades de acumulación U-I, U-II y U-IV. C) Detalle de la anterior, puede observarse la U-I apoyando sobre el basamento, la U-II sobre la U-I y por encima la U-IV.

ESTRATIGRAFÍA: ARQUITECTURA A GRAN ESCALA DEL RELLENO

A. Arquitectura a gran escala del relleno



C. Relaciones entre unidades II y III

B. Relaciones a gran escala de las Unidades II y III



FIGURA 5.4. Arquitectura a gran escala del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. A) Sección esquemática de las Unidades de acumulación mostrando la ubicación de la Figuras A y B. B) y C) Relaciones espaciales de las Unidades de relleno U-II y U-III.

Sobre la base de edades y correlaciones regionales establecidas en trabajos previos (véase Capítulo 2), la U-I se corresponde con las sucesiones depositadas en el Mioceno inferior a Mioceno medio (Formación La Pava; Nullo 1979, Mazzoni y Benvenuto 1990), mientras que las U-II y U-III pueden ser correlacionadas con depósitos del Mioceno medio a Mioceno superior (Formación Collón Cura; Marshall *et al.* 1977, Rabassa 1978, Nullo 1979, González Díaz y Nullo 1980, Bilmes *et al.* 2013). La U-IV puede ser asignada al Plioceno–Pleistoceno por análisis regionales (Depósitos de Planicies Superiores; Volkheimer 1963, Volkheimer 1964 y Volkheimer 1965, Lizuaín 2010).

El análisis geocronológico y magnetoestratigráfico desarrollado en este trabajo no solo permitió ajustar las edades regionales mencionadas, sino que también posibilitó establecer un marco temporal continuo de alta resolución. El análisis radimétrico U/Pb realizado para un depósito de caída (toba) cercano al tope de la U-III otorgó una edad de cristalización de $11,6 \pm 0,4$ Ma (véase sección 3.2.1 y Figura 3.2). La edad obtenida posee una correlación con el límite entre dos períodos de polaridad normal e inversa dentro del estadio C5 definido por la Escala Temporal Internacional de Polaridades Magnéticas (Figura 5.5, GMTP, Gradstein *et al.* 2012), permitiendo correlacionarla con el periodo inverso teniendo en cuenta la polaridad inversa de la muestra datada. Sobre la base de la alta densidad de muestreo con fines magnetoestratigráficos, la ausencia de superficies erosivas a escala regional (S_1), y asumiendo que las superficies de discontinuidad S_2 no implican hiatos temporales sino cambios en las condiciones de acumulación, esta calibración permitió establecer un posible esquema de correlación temporal para el registro de las unidades de acumulación U-I, U-II y U-III de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 5.5). El esquema de correlación establecido posee sustento en las características previamente mencionadas, sin embargo, análisis radimétricos adicionales que permitan establecer edades absolutas para las U-I y U-II y U-IV deberán ser desarrollados con el fin de ajustar con mayor confiabilidad el marco temporal propuesto.

De esta manera, sobre la base de la información magnetoestratigráfica y la datación radimétrica U/Pb, la U- I (equivalente a la Formación La Pava) habría sido depositada durante el Piso Burdigaliense (Mioceno inferior), con una edad restringida entre ~ 17 y $16,4$ Ma (Figura 5.5); la U-II (equivalente al sector inferior de la Formación Collón Cura) se habría acumulado durante el Burdigaliense tardío a Serravalliense temprano (Mioceno inferior tardío a Mioceno medio), abarcando el periodo comprendido entre los $16,4$ y los

CRONOESTRATIGRAFÍA: EDADES ABSOLUTAS

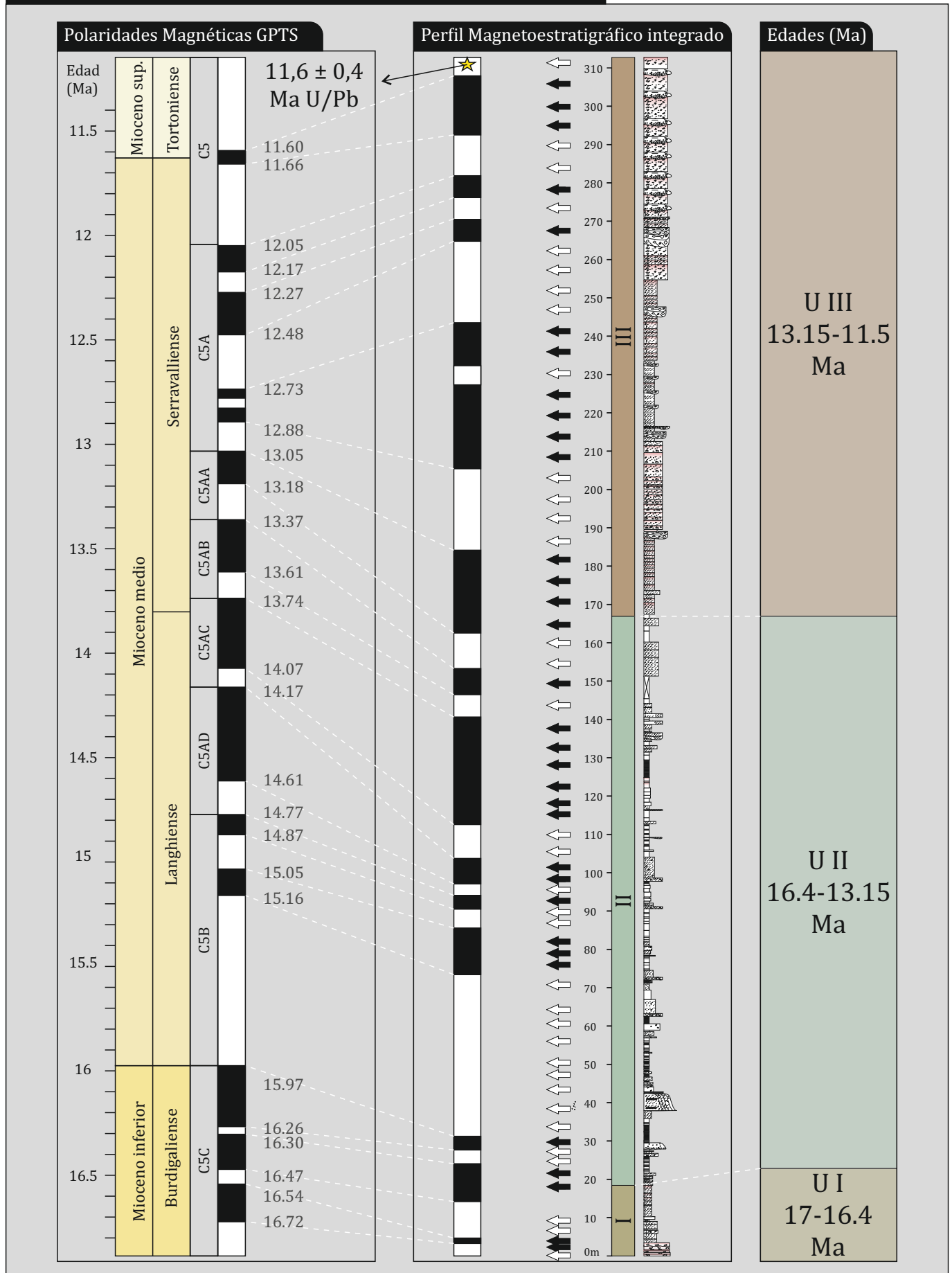


FIGURA 5.5. Cronoestratigrafía del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. A la izquierda la Escala temporal de Polaridades Magnéticas (GPTS, [Gradstein et al. 2012](#)). En el centro la columna integrada de la Cuenca de Paso del Sapo con periodos normales e inversos, las flechas blancas y negras indican puntos de muestreo y la estrella amarilla la edad U/Pb. A la derecha las edades absolutas de las distintas Unidades que componen el relleno.

13,15 Ma (Figura 5.5), y la U-III (equivalente al sector superior de la Formación Collón Cura) se ubicaría temporalmente en el Serravalliense alcanzando incluso el Tortoniense temprano (Mioceno medio hasta la base del Mioceno superior), entre los 13,15-11,5 Ma (Figura 5.5). La edad de la U-IV no pudo ser obtenida mediante las metodologías mencionadas debido a la falta de dataciones radimétricas y a la presencia de una importante superficie erosiva que la separa de las unidades previas (S_1); por este motivo se ha asignado una edad Plio-Pleistocena para esta unidad sobre la base de los estudios regionales (Volkheimer 1963, Volkheimer 1964 y Volkheimer 1965, Lizuaín 2010).

En síntesis, el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo se integra de las unidades de acumulación denominadas U-I, U-II, U-III y U-IV delimitadas por superficies S_1 y S_2 . Estas unidades poseen equivalencias con las unidades formales e informales definidas por otros autores (Formación La Pava, Formación Collón Cura y Depósitos de Planicies Superiores) y edades que van desde el Mioceno inferior (Burdigaliense) para la U-I hasta el Plio-Pleistoceno para la U-IV.

CAPÍTULO 6
ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO:
MODELO DE FACIES Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES



CAPÍTULO 6 – ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: MODELO DE FACIES Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES

Como se mencionó previamente, el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo fue organizado en distintas unidades de acumulación, sobre la base del reconocimiento de superficies regionales de discontinuidad, y de la geometría a gran escala que presenta el relleno (véase Capítulo 5, Figuras 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4). En este sentido se definieron 4 unidades de acumulación denominadas U-I, U-II, U-III y U-IV.

En este apartado se realizará un modelo de facies para las unidades mencionadas con el fin de entender la naturaleza, composición y distribución de los ambientes sedimentarios involucrados en la depositación de las unidades. Cabe aclarar que un análisis detallado de la deformación, de los paleosuelos y de la composición volcanoclástica que presentan las unidades de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo será desarrollado en el siguiente capítulo.

6.1 MODELOS DE FACIES

6.1.1 Unidad I

Esta unidad posee espesores de entre 6 y 17 m y aflora en sectores reducidos asociada a los altos internos de basamento (Figuras 6.1, 6.2 y 6.5). Está limitada en su base por una superficie regional de discordancia que separa el relleno neógeno de las distintas unidades que componen el basamento de la cuenca (S_1 , véase Capítulo 5), mientras que el límite superior es una superficie neta, localmente discordante o concordante, que la separa de la Unidad II (S_2 , véase Capítulo anterior). La Unidad I se compone de dos asociaciones de facies, que pueden ser interpretadas en términos de ambientes de acumulación.

ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: DISTRIBUCIÓN 3D DE LAS UNIDADES

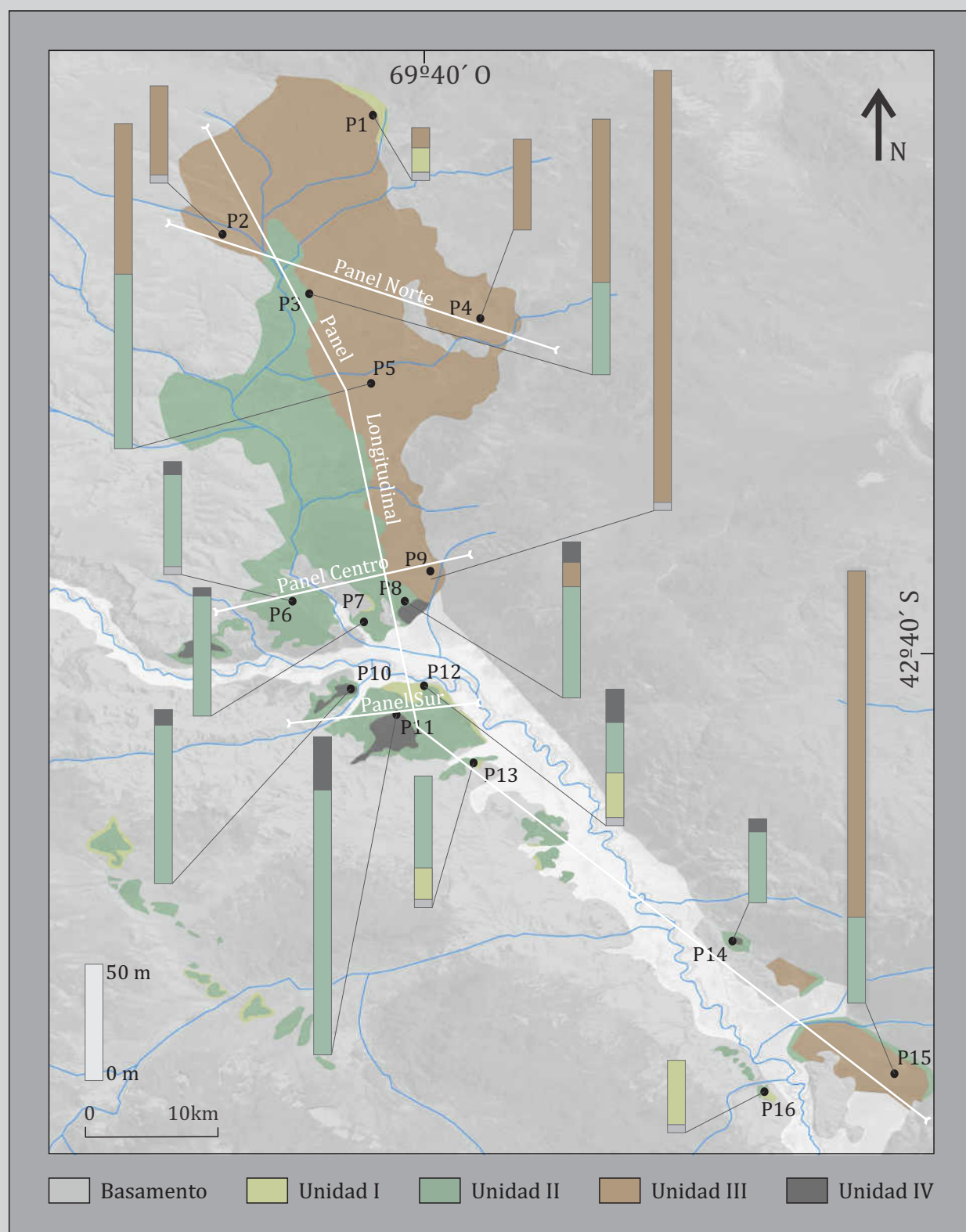


FIGURA 6.1. Mapa geológico de la Cuenca de Paso del Sapo que muestra la distribución de las distintas unidades que constituyen el relleno neógeno. Las columnas estratigráficas (P1 a P16) muestran los espesores de las unidades en sitios puntuales.

AF1. Sistema aluvial proximal con desarrollo de paleosuelos

Esta asociación de facies posee espesores de 5 a 10 m y un arreglo estrato y granodecreciente (Figuras 6.2 y 6.5A). Se compone de facies conglomerádicas (Figura 6.5B-1) y, en menor medida de facies arenosas y limosas, ambas con un marcado desarrollo de paleosuelos (Figuras 6.2, 6.5A, 6.5B-2, 6.5C-4, 6.5D-1). Está constituida por cuerpos tabulares con espesores de entre 0,3 y 1,7 m y continuidad lateral de decenas de metros (Figura 6.5B), y en menor medida de cuerpos con base irregular y erosiva de geometría lenticular con espesores de 0,2-0,4 m y extensión lateral de 10-15 m. Dominan las litologías gruesas, con conglomerados muy mal seleccionados con clastos de basamento de hasta 0,4 m angulosos y con una disposición caótica, inmersos en una matriz areno-arcillosa de composición volcaniclastica (Figura 6.5C-1). Cabe aclarar que los clastos de basamento poseen distinta litología según su ubicación, la cual es siempre monomítica y refleja la composición del alto de basamento adyacente: clastos de sedimentitas cuarzosas en adyacencias a altos de la Formación Paso del Sapo, y clastos de volcanitas básicas en cercanías a altos compuestos por la Formación Lonco Trapial. En menor medida, cuerpos tabulares arenosos y areno-limosos se disponen intercalados y aumentan su proporción hacia el tope, mostrando una litología de areniscas muy gruesas hasta muy finas a limosas, matriz sostén, mal seleccionadas y volcaniclasticas (Figuras 6.2 y 6.5A).

Estas facies poseen sobreimpuesto el desarrollo de paleosuelos bien desarrollados con horizonación definida en horizontes superficiales, subsuperficiales y profundos. Los horizontes superficiales poseen estructura tipo granular a laminar, coloraciones rojizas y abundante bioturbación con presencia de rizolitos, y trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma* (Figuras 6.2, 6.5C y 6.5D). Los horizontes subsuperficiales poseen una abundante concentración de cutanes argílicos, espesores que pueden alcanzar los 0,8 m, poseen estructura de bloques subangulares y es común la presencia de moteados de Fe-Mn pardo-amarillentos. Los horizontes profundos muestran una incipiente pedogénesis, son masivos o desarrollan estructura de bloques subangulares (Figura 6.2).

Interpretación. Los depósitos tabulares conglomerádicos y arenoso-limosos representan depositación a partir de flujos de detritos cohesivos no canalizados a débilmente canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996). Por otro lado los procesos pedogenéticos indican fuerte iluviación de arcillas evidenciada por la potencia de

ANÁLISIS DEL RELLENO: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS DE LAS UNIDADES U-I U-II y U-IV

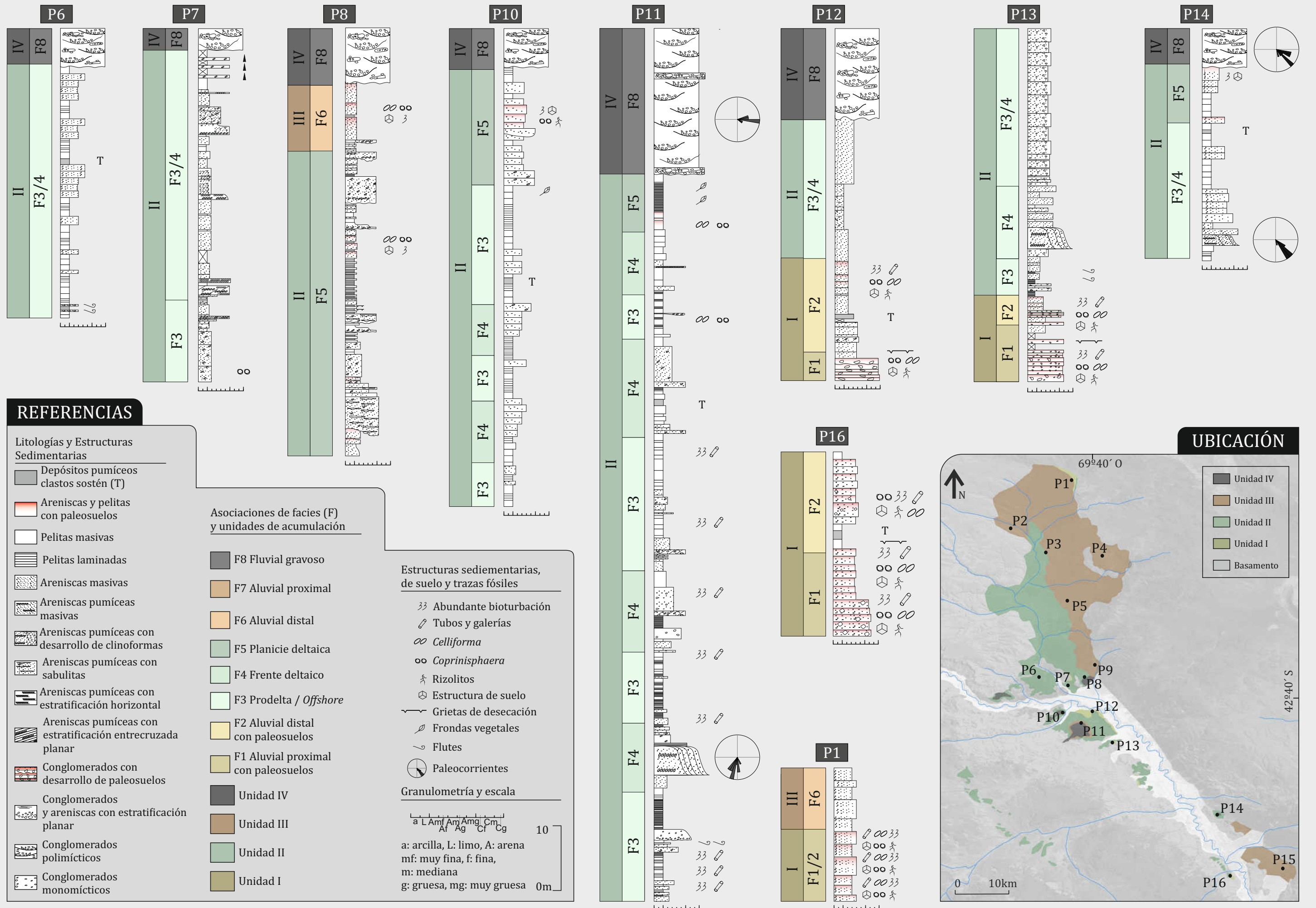


FIGURA 6.2. Perfiles sedimentológicos de detalle de la Cuenca de Paso del Sapo. Sobre los mismos se muestran las unidades de acumulación (U-I, U-II y U-IV) y las Asociaciones de Facies (F1, F2, F3, F4, F5, F6 y F8).

ANÁLISIS DEL RELLENO: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS DE LAS UNIDADES U-II y U-III

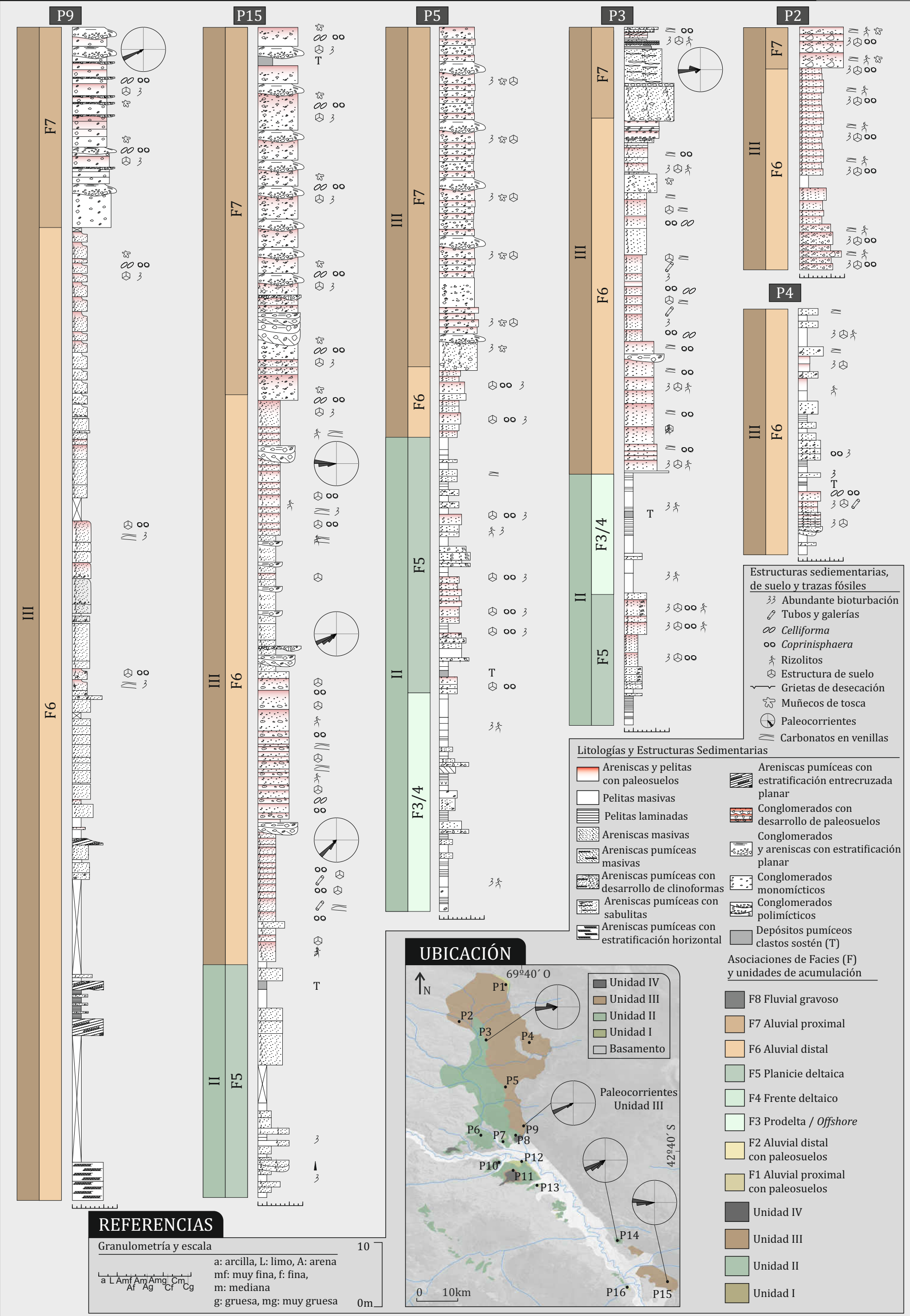


FIGURA 6.3. Perfiles sedimentológicos de detalle de la Cuenca de Paso del Sapo. Sobre los mismos se muestran las unidades de acumulación (U-II y U-III) y las Asociaciones de Facies (F3, F4, F5, F6, F7 y F8).

ANÁLISIS DEL RELLENO: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS DE DETALLE DE LA LOCALIDAD P11

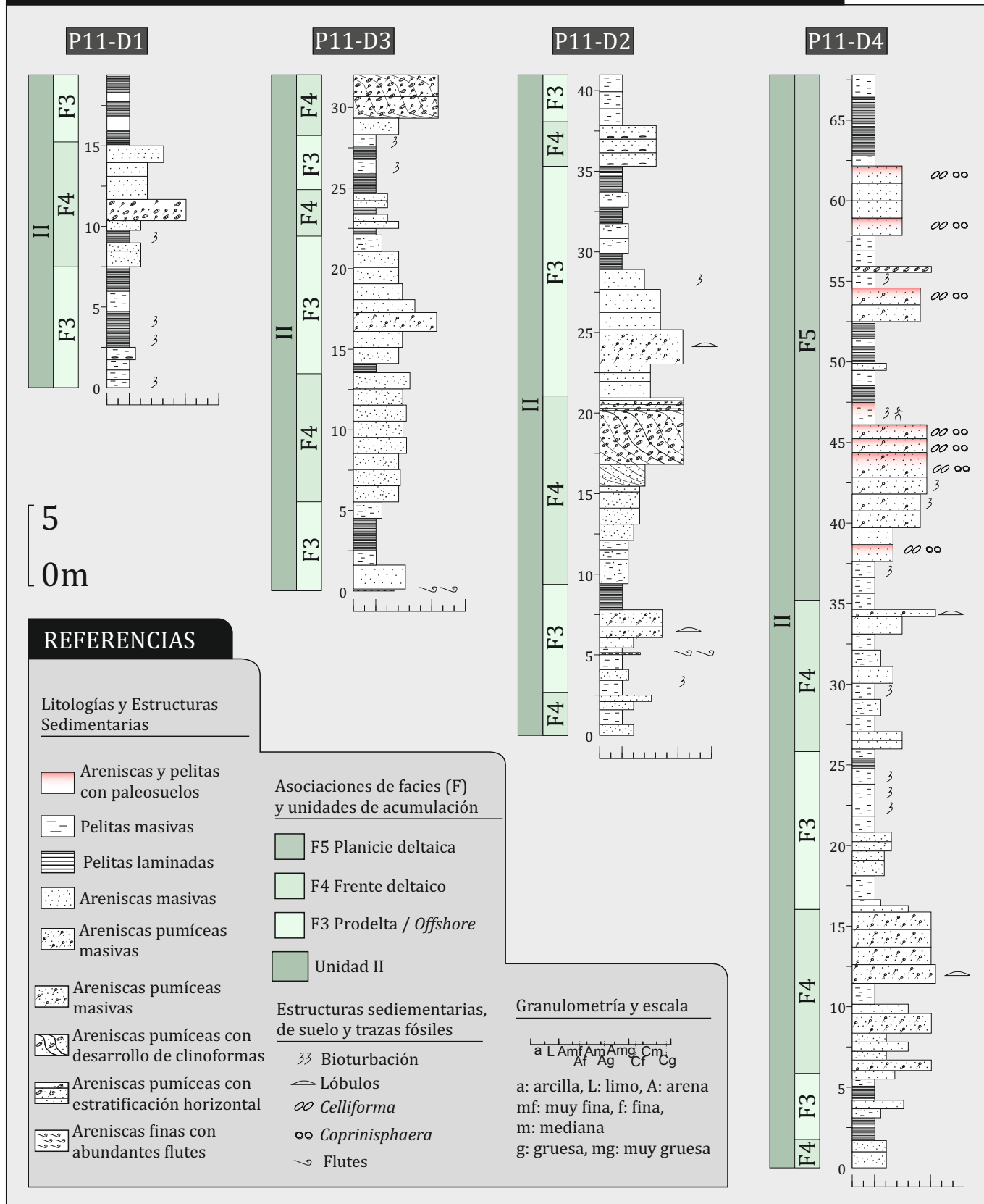


FIGURA 6.4. Perfiles sedimentológicos de detalle de la Cuenca de Paso del Sapo, ubicados en la localidad P11. Para la ubicación de la localidad P11 ver la Figura 6.2, para la ubicación específica de los perfiles de detalle dentro de la localidad P11 ver Figura 6.12. En los perfiles puede observarse con mayor detalle la Unidad II (U II) con sus tres asociaciones de Facies, de prodelta (F3), de frente deltaico (F4), y de planicie deltaica (F5).

horizontes subsuperficiales con abundancia de cutanes argílicos (Bullock *et al.* 1985, Stoops 2003), así como eventuales condiciones de hidromorfismo representadas por los moteados pardo-amarillentos (Bullock *et al.* 1985, Stoops 2003).

La casi exclusiva participación de flujos gravitacionales de detritos cohesivos no canalizados gravosos a areno-limosos indica un ambiente aluvial proximal (Nemec y Steel 1984, Blair y McPherson 1994, Galloway y Hobday 1996), para la depositación de esta asociación de facies, con pulsos de sedimentación separados temporalmente por períodos suficientemente prolongados y estables que permitieron el desarrollo de perfiles de suelo bien desarrollados. Estos ambientes estuvieron sujetos a abundante actividad biótica, tanto de insectos (*Coprinisphaera* y *Celliforma*) como de mamíferos y flora asociada (Genise *et al.* 2000, Sarzetti *et al.* 2017).

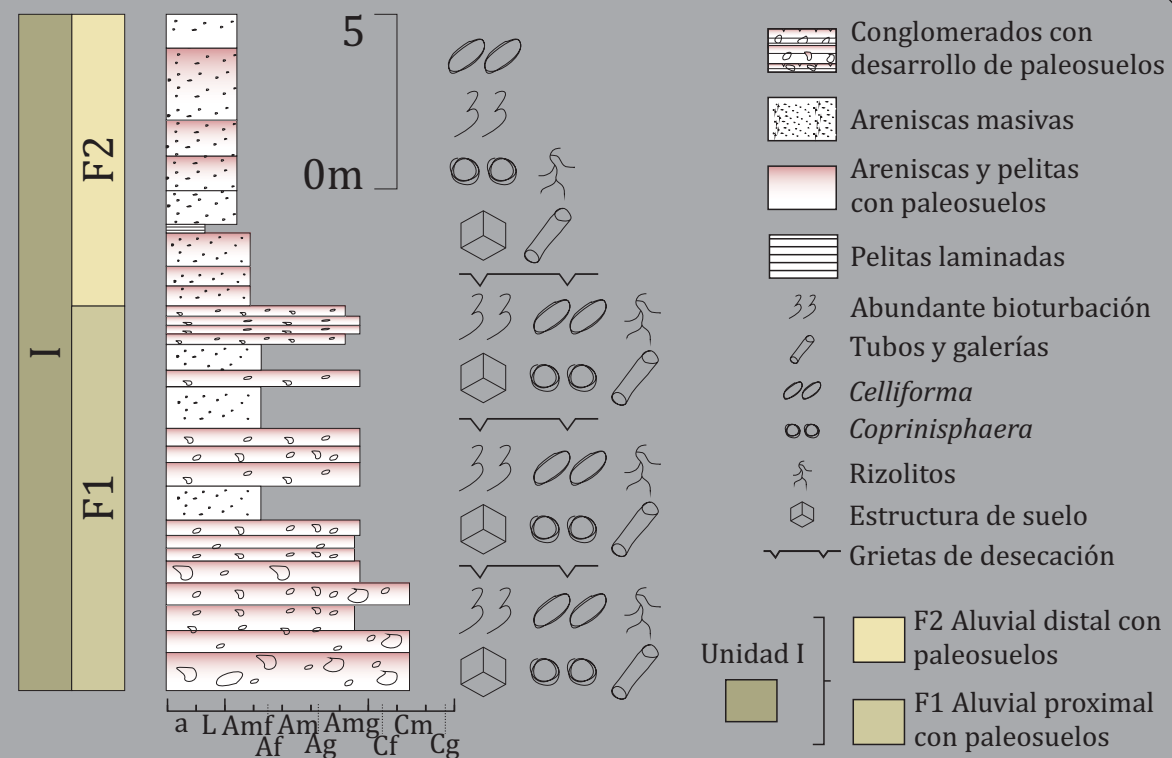
AF2. Sistema aluvial medio a distal con desarrollo de paleosuelos

Esta asociación de facies posee espesores de 6 a 12 m (Figuras 6.2 y 6.5A). Se compone casi exclusivamente de areniscas que en ocasiones poseen moderado desarrollo de paleosuelos (Figuras 6.2 y 6.5). Las areniscas componen cuerpos tabulares de 0.5 a 2 m de espesor y continuidad lateral de decenas de metros (Figuras 6.5B-1 y 6.5C-2), con bases ocasionalmente irregulares y erosivas. Las areniscas son masivas, poseen mala selección y son matriz sostén, y van desde granulometrías finas hasta gruesas. La composición es predominantemente volcaniclástica, con abundancia de pómez y trizas vítreas y en menor medida fragmentos líticos epiclásticos (Figuras 6.2 y 6.5D-2). Muy eventualmente se encuentran depósitos tobáceos con participación casi exclusiva de pómez, trizas vítreas y cristaloclastos, bien seleccionados y clasto sostén, en niveles continuos de reducido espesor, de granulometría areno-limosa.

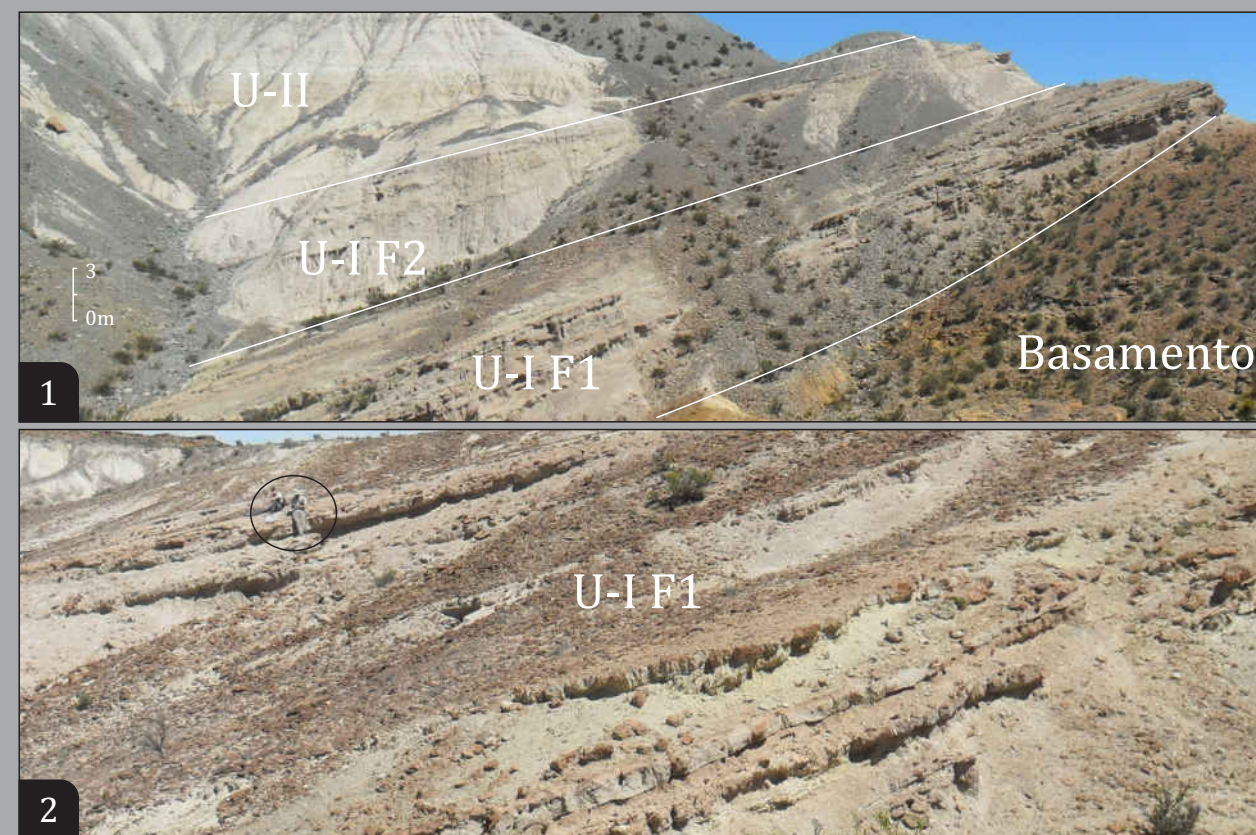
Estas facies poseen, eventualmente, desarrollo de paleosuelos, con una horizonación moderadamente marcada en la que se destacan horizontes superficiales y subsuperficiales que en conjunto alcanzan espesores de hasta 0,5 m y horizontes profundos de espesores de hasta 2 m. Los rasgos pedogenéticos más destacados son escasos cutanes argílicos (Figura 6.5D-1) y estructura de suelo en bloques subangulares poco desarrollados. Poseen abundante bioturbación y presencia de rizolitos y trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma* (Figuras 6.2, 6.5C-4, 6.5C-5 y 6.5C-6).

ANÁLISIS DEL RELLENO: UNIDAD I, ASOCIACIONES DE FACIES 1 y 2

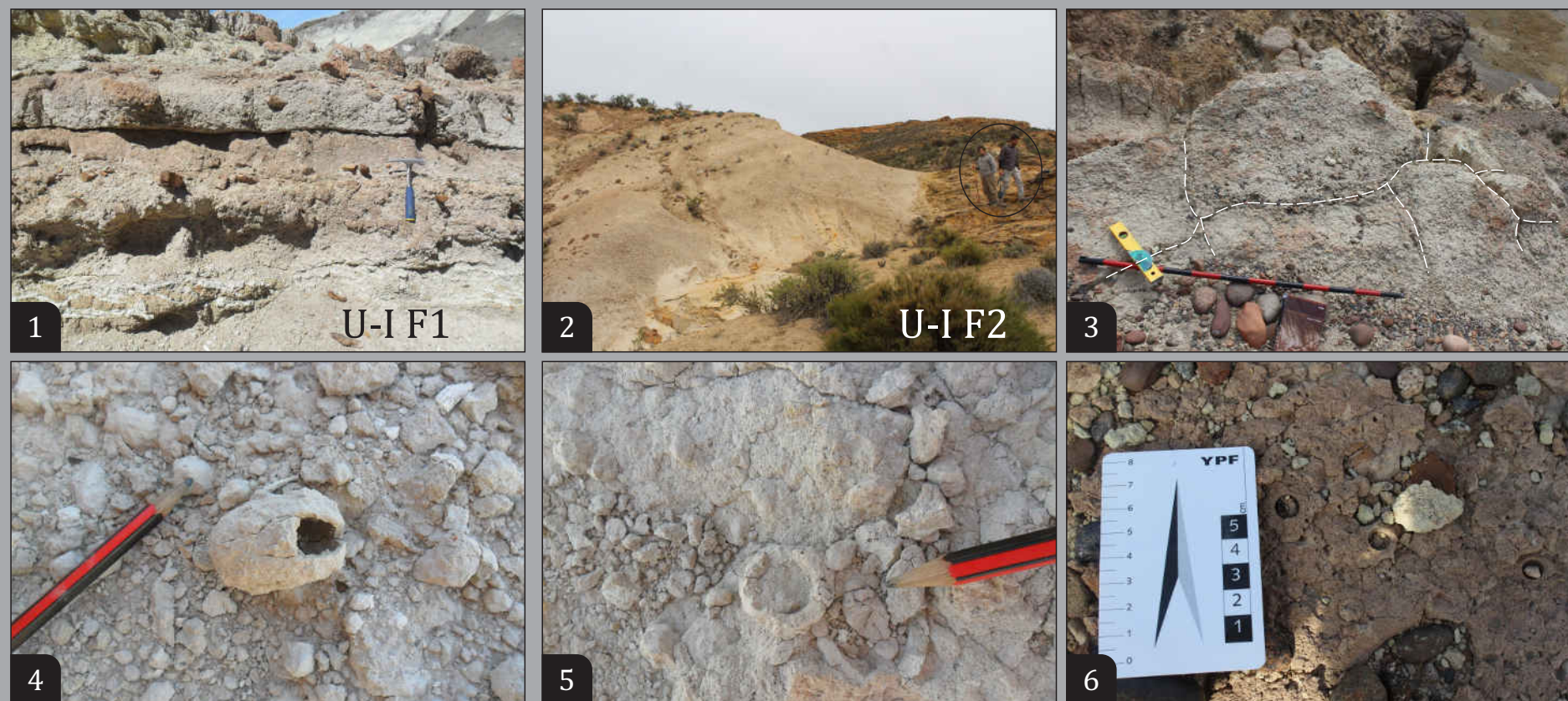
A. Perfil Tipo de la Unidad I



B. Escala macroscópica



C. Escala mesoscópica



D. Escala microscópica

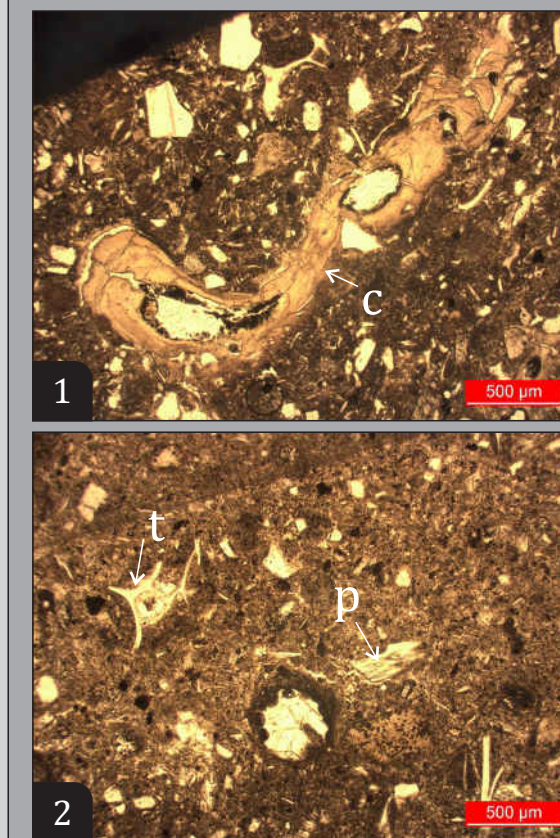


FIGURA 6.5. Principales características de la Unidad I. A) Se puede observar el perfil tipo de la unidad con sus dos asociaciones de facies. B) En la escala macroscópica se observan las relaciones entre ambas asociaciones de facies. Nótese la disposición de la F2 por sobre la F1 (B1), y el detalle de los depósitos de la F1 (B2). C) A escala mesoscópica se observan los bancos tabulares de conglomerados y areniscas con su típico arreglo textural (C1 y C2); grietas de desecación (C3); y trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma* junto con tubos verticales (C4, C5 y C6). D) Bajo microscopio se observan abundantes cutanes de arcilla (c) en la F1 (D1) y una composición general volcániclastica (D2) donde se destacan trizas (t) y pómez (p).

Interpretación. Los principales procesos depositacionales de esta asociación de facies pueden inferirse como depósitos gravitacionales arenosos no canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996), evidenciados por los depósitos tabulares matriz sostén y mal seleccionados. Además, procesos eventuales de decantación de material volcánico a partir de nubes de ceniza pueden interpretarse a partir de las facies tobáceas clastos sostén y bien seleccionadas. Por otro lado, los procesos pedogenéticos indican iluviación de arcilla moderada (Bullock *et al.* 1985, Stoops 2003) y estructuración de suelo débil.

El dominio de flujos gravitacionales arenosos no canalizados junto con el desarrollo incipiente a moderado de paleosuelos sugiere un ambiente depositacional aluvial medio a distal (Nemec y Steel 1984, Blair y McPherson 1994, Galloway y Hobday 1996) con pulsos de deposición separados por intervalos temporales de estabilidad que permitieron el desarrollo de paleosuelos.

6.1.2 Unidad II

La Unidad II se encuentra distribuida ampliamente en toda la cuenca (Figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 y 6.6), mostrando sus mejores exposiciones en los sectores centrales de la misma, donde alcanza espesores de 150 m. Esta unidad se desarrolla sobre la Unidad I mediante una superficie neta no erosiva (S_2), en relación de *onlap*; o bien directamente sobre el basamento mediante discordancia. En su tope posee una superficie neta y concordante (no erosiva) que la separa de la Unidad III (S_2 , véase Capítulo anterior) o bien se encuentra limitada por una superficie regional y erosiva que la separa de la Unidad IV (S_1 , véase capítulo anterior). Se compone internamente de tres asociaciones de facies.

AF3. Prodelta a offshore lacustre

Esta asociación de facies posee espesores de 5 a 15 m (Figuras 6.2, 6.3 y 6.6A). Se compone de una secuencia mayormente dominada por una intercalación de facies de fangolitas laminadas y masivas con areniscas masivas pobremente seleccionadas (Figuras 6.2, 6.3, 6.6A, 6.6C-1 y 6.6C-2). Es común el desarrollo de un arreglo granocreciente (Figura 6.6A). Las fangolitas laminadas alcanzan espesores de hasta 3 m e intercalan con fangolitas masivas bioturbadas. Las areniscas son desde finas a medianas, son masivas y poseen espesores que alcanzan los 3 m. Todas las facies presentan geometrías tabulares,

con extensiones laterales de decenas de metros. Cabe destacar la presencia de niveles de 1-2 cm de areniscas finas a medianas clasto sostén muy bien seleccionadas, con gradación normal y abundantes flutes. Por otro lado, hay eventuales niveles de 0,3-0,8 m de areniscas gravosas masivas moderadamente seleccionadas que poseen geometrías lobulares con base plana y techo cóncavo hacia abajo (Figuras 6.2, 6.3). La composición de esta asociación de facies es predominantemente volcaniclástica (Figura 6.6D-1), con abundantes pómez y trizas vítreas, y en menor medida fragmentos líticos, epiclásticos, polimícticos, con dominio de cuarzo y feldespatos subredondeados. La componente volcaniclástica alcanza su máxima expresión en niveles tobáceos de 0,05-0,3 m. Es común la presencia de restos fósiles en esta asociación de facies, tales como restos óseos de mamíferos continentales terrestres fragmentados y vértebras de peces.

Interpretación. En cuanto a procesos depositacionales domina la sedimentación pelítica por decantación suspensiva, evidenciada por las facies de fangolitas laminadas (Fielding 2010), asociadas con depósitos masivos arenosos inerciales probablemente vinculados a flujos hiperpícnicos interpretados a partir de las facies arenosas masivas mal seleccionadas (Sturm y Matter 1978, Giovanoli 1990). Las fangolitas masivas pueden haber sido depositadas tanto por un proceso de decantación suspensiva y haber perdido su estructura por bioturbación o bien ser depósitos asociados a los flujos inerciales arenosos y/o areno-gravosos (Gani y Bhattacharya, 2007). La presencia de facies arenosas bien seleccionadas con “flutes” y con gradación normal sugiere la depositación a partir de corrientes unidireccionales diluidas, posiblemente asociadas a corrientes de turbidez (Giovanoli 1990, Fielding 2010). Los lóbulos areno-gravosos evidencian procesos de mayor energía interpretados como flujos inerciales hiperpícnicos eventuales. Finalmente los depósitos tobáceos indican la presencia de decantación suspensiva a partir de nubes de cenizas.

La dominancia de decantación suspensiva intercalada con flujos inerciales arenosos y eventualmente areno-gravosos, la presencia de corrientes de turbidez, la moderada bioturbación y los restos fósiles de peces, sugieren un subambiente de tipo prodelta a *offshore* lacustre (Gani y Batachayra 2007, Fielding 2010), con una componente predominantemente volcaniclástica. Los restos fragmentados de vertebrados terrestres indican un transporte desde zonas costeras probablemente asociados a los flujos de mayor energía.

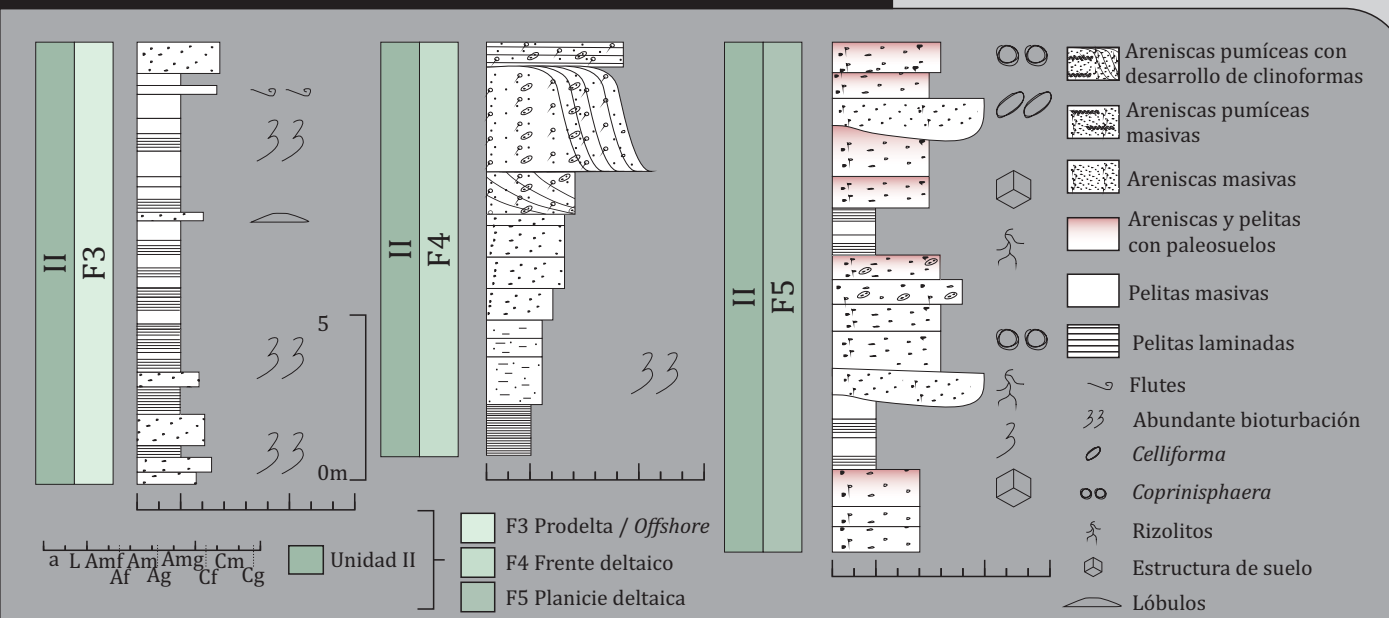
AF4. Frente deltaico

Esta asociación de facies posee espesores de 5 a 12 m. En términos generales muestra un arreglo grano y estratocreciente (Figuras 6.2, 6.3, 6.4 y 6.6). Puede diferenciarse un sector inferior y un sector superior. El sector inferior se compone mayormente de depósitos finos, con presencia de fangolitas masivas y laminadas en cuerpos de 0,5 a 1,5 m de espesor, tabulares y de gran continuidad lateral, que pasan gradualmente a areniscas masivas pobremente seleccionadas, matriz sostén, con escasa a nula bioturbación (Figuras 6.2, 6.3, 6.4 y 6.6A). El sector superior se compone de estratos amalgamados de areniscas gravosas masivas que muestran el desarrollo a gran escala de clinoformas (Figuras 6.6A, 6.6B-2, 6.6C-3, 6.6C-4), las cuales desarrollan estructura sigmoidal a gran escala (Figuras 6.6A, 6.6B-2, 6.6C-3, 6.6C-4). Estas clinotemas poseen espesores de 0,3-0,8 m, inclinaciones máximas de 10-25° y poseen de 10-20 m de extensión en el sentido de la inclinación, con direcciones de paleocorrientes hacia el sur-sureste. Las clinoformas, en su conjunto, componen cuerpos de geometría lobular, con espesores de hasta 5 m y extensiones laterales de 10-30 m. Lateralmente las características del sector superior son muy variables, se reduce significativamente el espesor y en ocasiones está representada por facies arenosas masivas, moderadamente a mal seleccionadas con fangolitas masivas subordinadas que poseen escasa bioturbación. En todas las facies se observa un dominio de los componentes volcaniclásticos sobre los epiclásticos, representados por pómez subredondeados y trizas vítreas, y fragmentos líticos en su mayoría volcánicos y sedimentarios (Figuras 6.2, 6.3 y 6.6D-1), los componentes epiclásticos presentan una composición polimíctica dominada por cuarzo y feldespatos subredondeados.

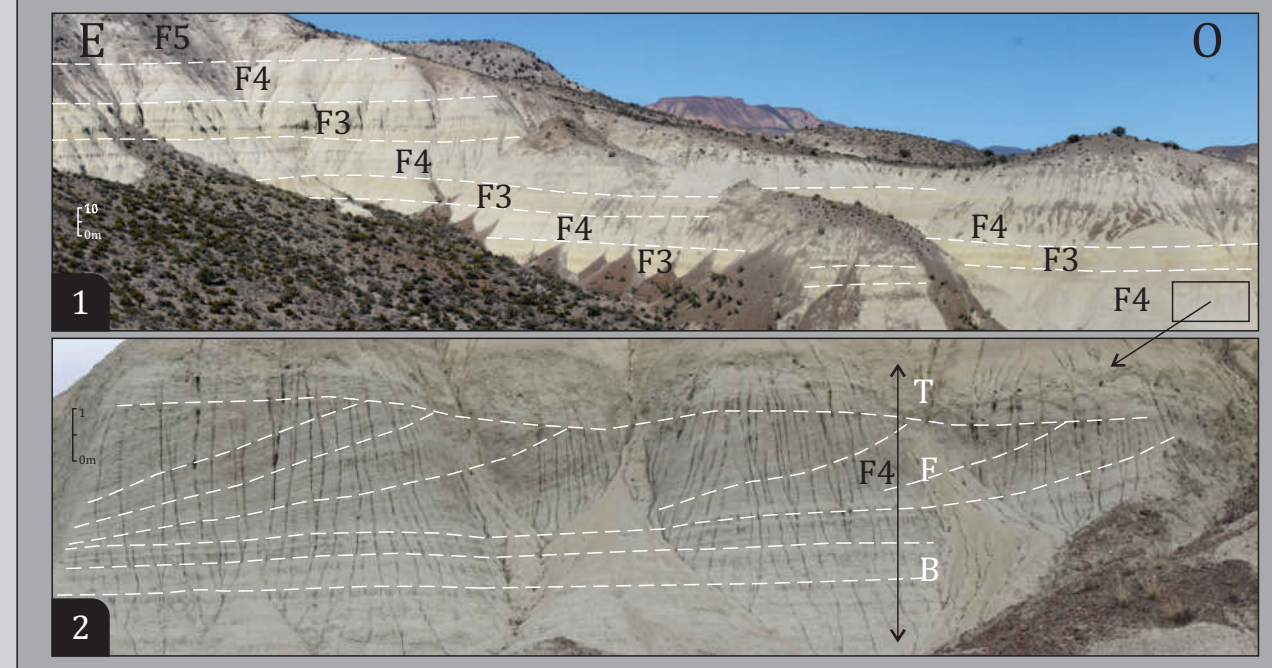
Interpretación. La presencia de depósitos arenosos en el sector inferior de esta asociación de facies es interpretada como una depositación a partir de flujos hiperpícnos arenosos inerciales (Sturm y Matter 1978, Giovanoli 1990), mientras que la presencia de niveles pelíticos intercalados podría estar asociada a residuos de los mismos flujos o bien a decantación suspensiva a partir de flujos hipopícnos (Fielding 2010). Por otro lado, la presencia de depósitos areno-gravosos masivos con moderada selección asociados en clinotemas evidencia la presencia de flujos inerciales areno-gravosos (Reading y Collinson 2002, Bhattachayra 2006, Blair y McPherson 2008).

ANÁLISIS DEL RELLENO: UNIDAD II, ASOCIACIONES DE FACIES 3, 4 y 5

A. Perfil Tipo de las Asociaciones de Facies 3, 4 y 5



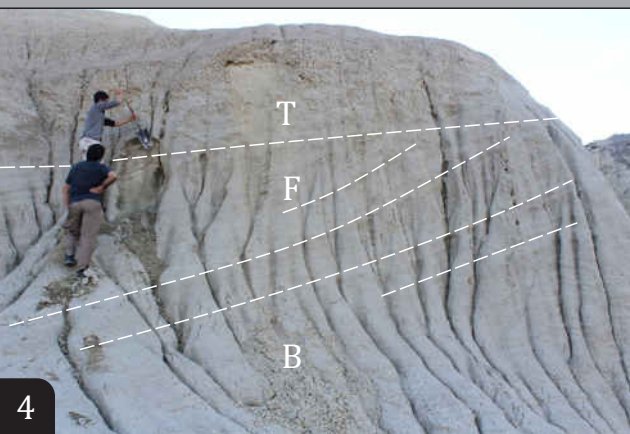
B. Escala macroscópica



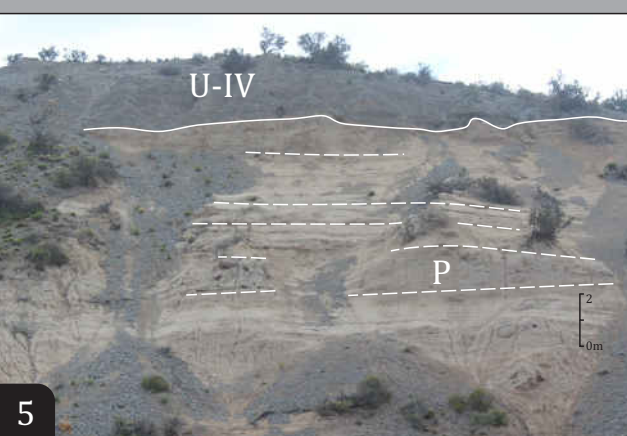
F3. Prodelta/ Offshore



F4. Frente deltaico



F5. Planicie deltaica



C. Escala mesoscópica

D. Escala microscópica

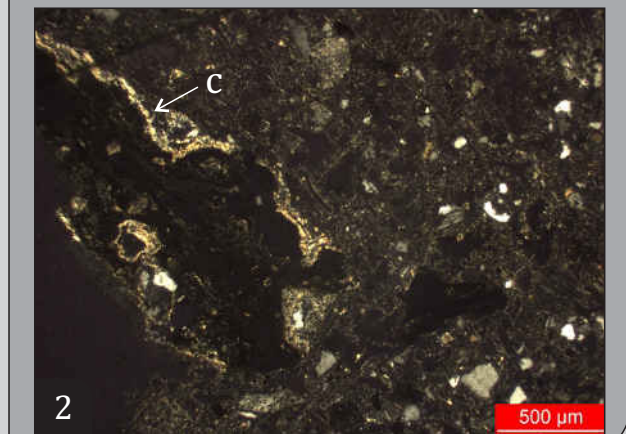
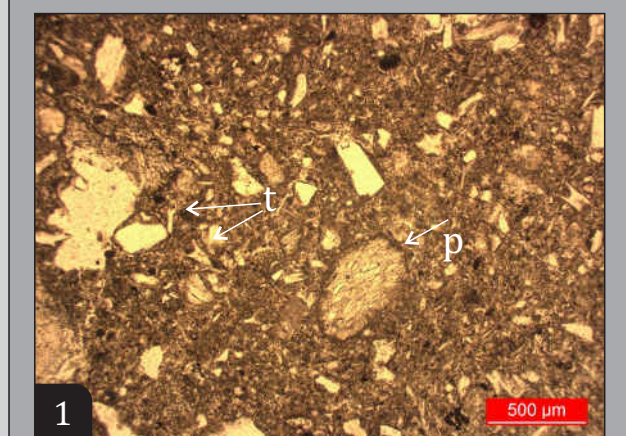


FIGURA 6.6. Principales características de la Unidad II, se pueden observar los perfiles tipo de las asociaciones de facies 3, 4 y 5 que componen la unidad (A). B) A escala macroscópica se observa la el arreglo espacial entre las distintas asociaciones de facies (B1) y se muestra con mayor detalle las clinoformas de la Facies 4 (B2; B: Bottomset, F: Foreset; T: Topset). C) En la mesoescala se observa la disposición de cuerpos tabulares con presencia de paleosuelos (C5; P) que son cortados por depósitos canalizados (C6; Ch) dentro del ambiente de planicie deltaica (C5 y C6); además se muestra en las fotografías C3 y C4 con detalle las componentes del sistema de frente deltaico; y en las facies de prodelta (C1 y C2) pueden observarse la dominancia de términos pelíticos de mala exposición con la ocurrencia eventual de lóbulos arenosos (L). D) A microescala, se puede notar la significativa componente volcánoclastica que poseen los depósitos de esta unidad, con abundantes trazas (t) y pómez (p) en las facies de frente deltaico (D1), y la ocurrencia de incipientes desarrollos de suelo en este caso representados por revestimientos delgados de cutanes argílicos (c) en las facies de planicie deltaica (D2).

La dominancia de flujos arenosos hiperpícnicos sobre la decantación suspensiva, el arreglo granocreciente, el desarrollo de clinotemas, y la escasa bioturbación sugieren un ambiente depositacional de frente deltaico (Coleman *et al.* 1982, Fielding 2010), con progradación de barras de desembocadura, y presencia de clinoformas con desarrollo de *bottomset*, *foreset* y *topset* (Gani y Batachayra 2005, Blair y McPherson 2008), típicas de un sistema de grano grueso tipo Gilbert.

AF5. Planicie deltaica

Esta asociación de facies posee espesores de entre 10 y 30 m. Se compone de facies mayormente arenosas y, en menor medida, pelíticas y areno-gravosas (Figuras 6.2, 6.3, 6.4, 6.6A, 6.6C5 y 6.6C6). Las areniscas son generalmente masivas y pobremente seleccionadas, y se encuentran en estratos tabulares de espesores de entre 0,5 y 3 m. Las fangolitas masivas son también abundantes y poseen escasa a moderada bioturbación. Tanto estas facies finas como las anteriores desarrollan eventualmente perfiles de suelo en los 10-30 cm superficiales, con coloraciones rojizas, abundante bioturbación, una incipiente estructura de suelo con cutanes argílicos (Figura 6.6D-2) y trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma* (Figuras 6.2, 6.3 y 6.6). Por otro lado las facies de fangolitas laminadas poseen espesores desde centimétricos hasta 1 m. Las facies areno-gravosas poseen moderada selección y se encuentran representadas en cuerpos lenticulares, con bases fuertemente erosivas que inciden hasta 2 m en depósitos previos, con espesores de hasta 3 m y extensión lateral de entre 5 y 10 m. Estos cuerpos canalizados (Figura 6.6C-6) poseen internamente el desarrollo de distintos sets de 0,1 a 0,4 m de espesor con estratificación entrecruzada planar y estratificación entrecruzada en artesa. Lateralmente a estos cuerpos lenticulares yacen cuerpos tabulares de hasta 0,3 m, masivos o con gradación normal. Eventualmente se encuentran depósitos de tobas finas bien seleccionadas y matriz sostén. La composición es predominantemente volcanoclástica, con presencia de pómez y trizas vítreas (Figura 6.6D-1); en menor medida se observan componentes epiclásticos polimícticos con dominio de cuarzo y feldespato (Figuras 6.2, 6.3 y 6.5). Esta asociación de facies posee restos de fósiles de vertebrados continentales y, en menor medida, restos de peces asociados a los niveles pelíticos más potentes. Además se identificaron restos de frondas vegetales.

Interpretación. La presencia de areniscas tabulares masivas pobremente seleccionadas sugiere la deposición en masa a partir de flujos no canalizados (Blair y

McPherson 1994, Miall 1996). Por otro lado las facies de fangolitas laminadas indican procesos subácueos de decantación suspensiva (Miall 1996, Fielding 2010). Las facies areno-gravosas lenticulares con estructuras tractivas sugieren la presencia de flujos canalizados con migración de formas de lecho tipo dunas 2D y 3D (Miall 1996, Bridge 2003), y los depósitos areno-gravosos tabulares y masivos o gradados laterales a los depósitos lenticulares indican depositación por flujos no confinados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996), potencialmente asociados a desbordamientos de los canales. Las tobas indican decantación a partir de nubes de ceniza.

La presencia de depósitos de decantación suspensiva intercalados con facies con incipiente generación de suelos indican alternancia de condiciones subácueas con subaéreas. Estas evidencias sumadas a la presencia de depósitos canalizados fuertemente erosivos, al contenido fosilífero, y a la presencia de las asociaciones de facies de prodelta y frente deltaico espacialmente adyacentes, sugieren un ambiente de depositación de tipo planicie deltaica (Coleman *et al.* 1982, Blair y McPherson 2008, Fielding 2010), compuesto por una intercalación de canales areno-gravosos con depósitos de planicies interfluvio. Estas planicies poseen cuerpos de agua temporales evidenciados por sucesiones de hasta 1 m de fangolitas laminadas. La estabilidad de estas planicies eventualmente permitió el desarrollo de una incipiente generación de suelos.

6.1.3 Unidad III

Esta unidad yace distribuida en toda la cuenca, mostrando grandes variaciones de espesor con espesores máximos de 150 m hacia el borde este y espesores mínimos de 60 m hacia el centro de cuenca y borde oeste (Figuras 6.1, 6.3 y 6.7). Se encuentra por encima de la Unidad II a través de una superficie neta y concordante (S₂), o bien directamente sobre el basamento, y es cubierta por una superficie regional y erosiva sobre la cual, en posiciones de centro de cuenca, se apoya la Unidad IV (S₁, véase capítulo anterior). Se compone internamente de dos asociaciones de facies.

AF6. Sistema aluvial distal a planicie aluvial.

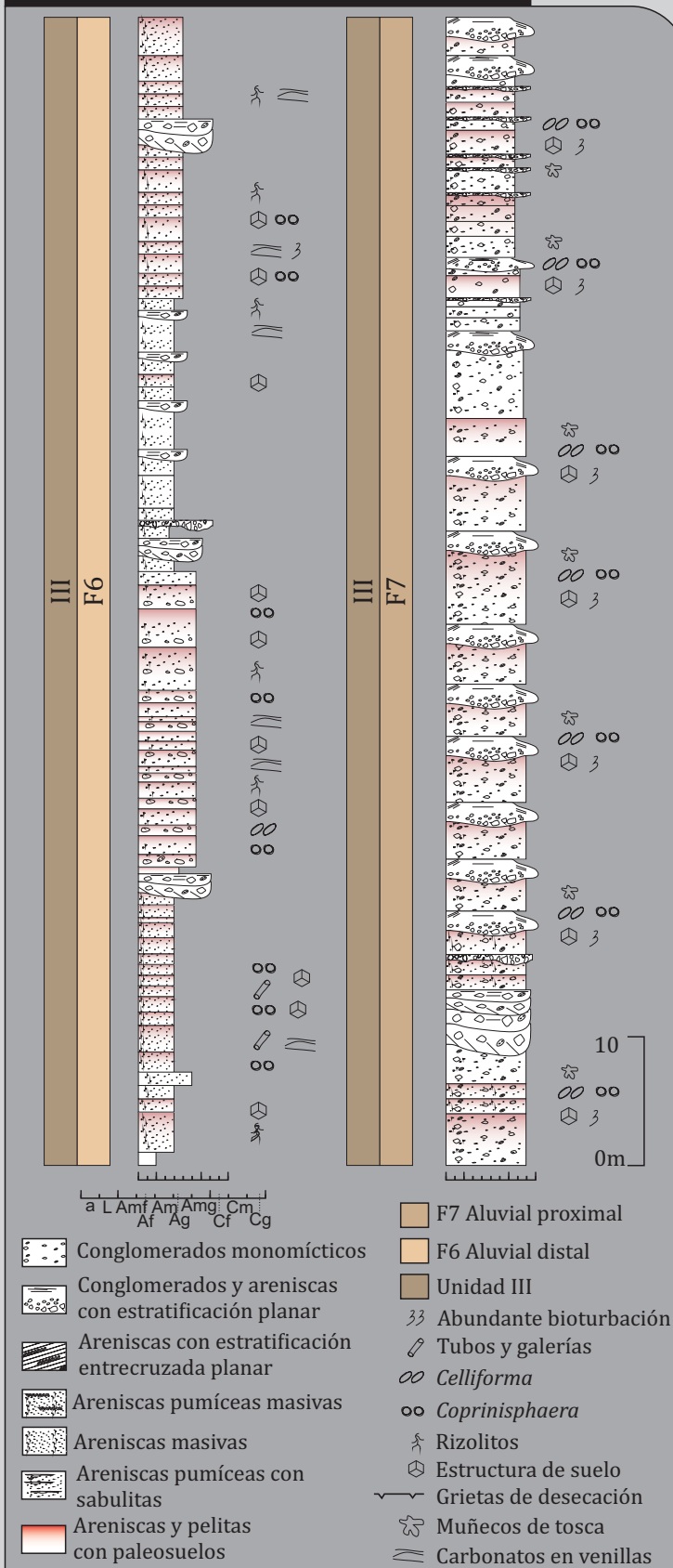
Esta asociación de facies posee espesores que alcanzan los 90 m (Figuras 6.3 y 6.7A). Se compone mayormente de cuerpos tabulares arenosos (Figuras 6.3, 6.7B-1 y 6.7B-2), en menor medida de depósitos lenticulares areno-gravosos que muestran distintos arreglos

internos, y eventualmente presenta el desarrollo de depósitos tobáceos (Figuras 6.3 y 6.7). Los depósitos tabulares arenosos desarrollan espesores de 0.5 a 5 m, son masivos y matriz sostén, y poseen mala selección siendo común la presencia de material pelítico en la matriz (Figuras 6.7A y 6.7B). Eventualmente poseen gradación normal, desde términos areno-gravosos hasta términos predominantemente pelíticos desarrollados en los últimos 0,3 a 0,5 m de los niveles. La composición es mayormente volcanoclástica con abundantes pómez y trizas vítreas, y en menor medida epiclástica, con líticos volcánicos y sedimentarios (Figuras 6.3 y 6.7A). Estos niveles desarrollan, en ocasiones, incipientes paleosuelos (Figuras 6.7C-7 y 6.7C-9), con coloraciones rojizas, presencia de carbonatos en la matriz y en venillas y abundante bioturbación con desarrollo de rizolitos, trazas asignables a *Coprinisphaera* y *Celliforma* y otras trazas como tubos verticales y galerías. Por otro lado los depósitos lenticulares poseen espesores de 0,5 a 2,5 m y extensiones laterales de 10-20 m. Internamente poseen un relleno areno-gravoso con moderada a buena selección que muestra el desarrollo de distintas estructuras sedimentarias tales como estratificación entrecruzada en artesa, estratificación entrecruzada planar, y estratificación horizontal. La composición de estos cuerpos es predominantemente volcanoclástica, con abundancia de pómez y trizas vítreas y en menor medida componentes epiclásticos polimícticos, con dominio de cuarzo y feldespato y con presencia de líticos volcánicos basáltico-andesíticos (Figuras 6.3 y 6.7). Los depósitos tobáceos poseen buena selección y textura clasto sostén, son de granulometría arena muy fina a arena fina y se componen mayormente de fragmentos pumíceos, y en menor medida de trizas vítreas y cristaloclastos.

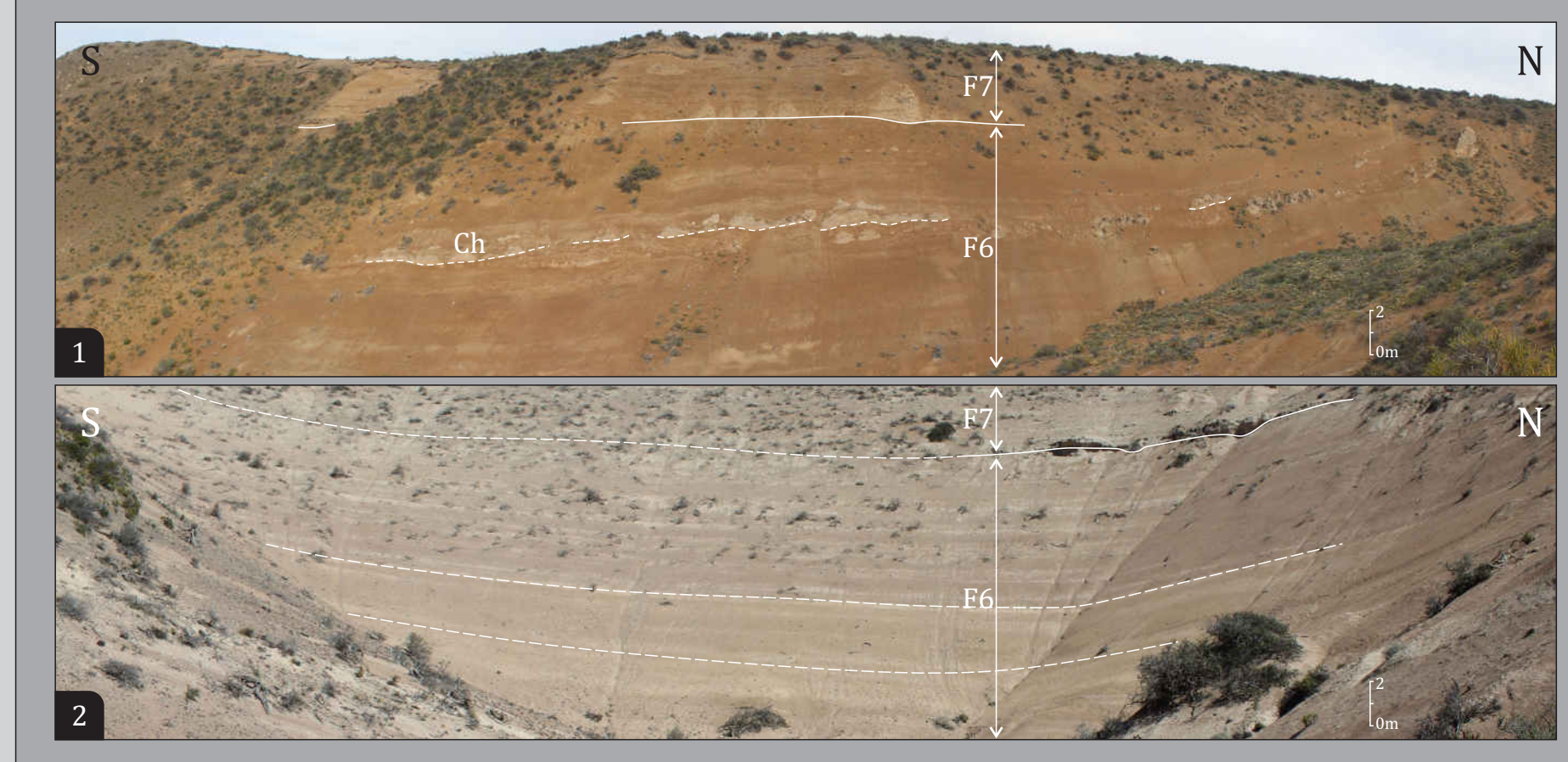
Interpretación. Los depósitos arenosos tabulares masivos matriz pueden interpretarse como depositación masiva desde flujos de detritos arenosos cohesivos; con presencia de flujos más diluidos subordinados evidenciados a partir de los depósitos gravosos que gradan a material pelítico (Smith 1986, Smith 1987, Balir y McPherson 1994, Miall 1996). La presencia de incipiente desarrollo de paleosuelos sugiere condiciones temporales de relativa estabilidad con procesos de precipitación-disolución de carbonatos (Bullock *et al.* 1985, Stoops 2003). Por otro lado los depósitos de geometría lenticular indican depositación en canales a partir de flujos fluidos unidireccionales, con el desarrollo interno de migración de formas de lecho de tipo dunas 2D y dunas 3D, interpretadas a partir de la estratificación entrecruzada planar y en artesa, y capa plana de alto régimen evidenciada por la estratificación horizontal (Miall 1996, Bridge 2003).

ANÁLISIS DEL RELLENO: UNIDAD III, ASOCIACIONES DE FACIES 6 y 7

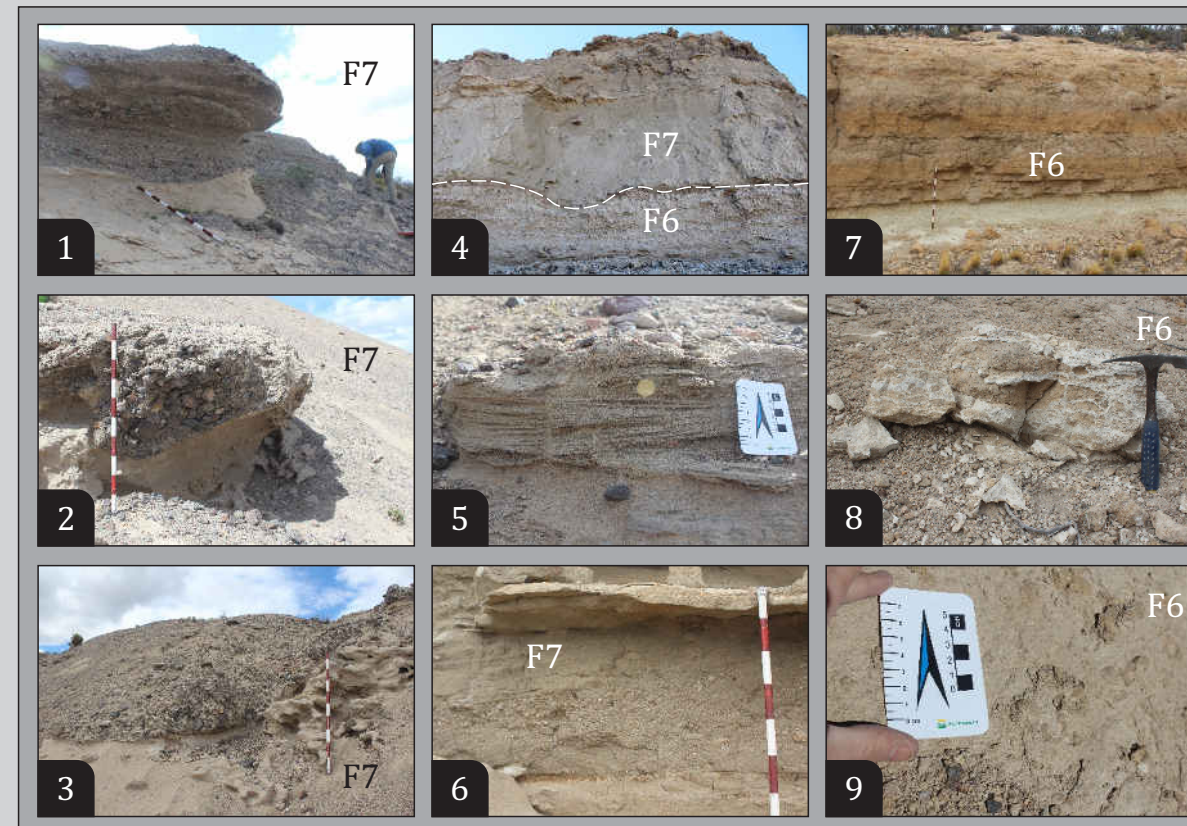
A. Perfil Tipo de las Facies 6 y 7



B. Escala macroscópica



C. Escala mesoscópica



D. Escala microscópica

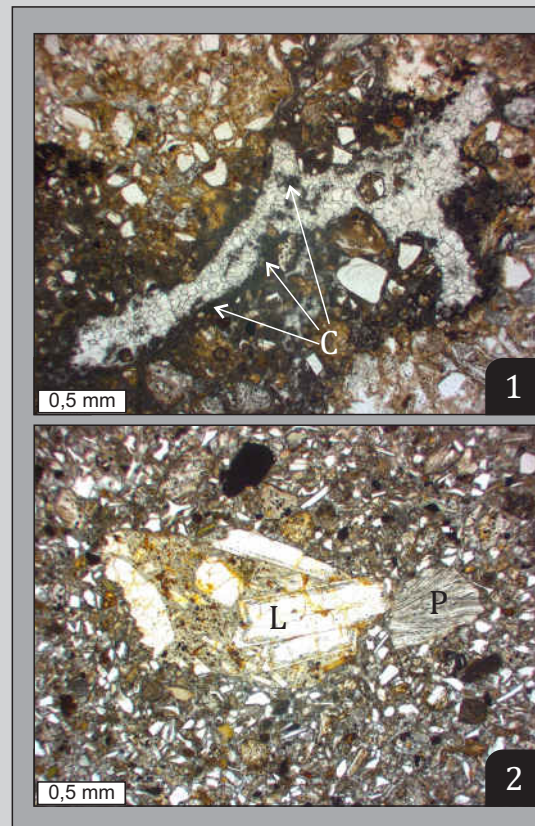


FIGURA 6.7. Principales características de la Unidad III, se puede observar el perfil tipo de las asociaciones de facies 6 y 7 (A). B) En la escala macroscópica se observan las relaciones espaciales entre ambas asociaciones de facies, se destacan la abundancia de elementos tabulares con la presencia eventual de sectores canalizados (B1; Ch). C) A escala mesoscópica se observan la relación erosiva de los canales gravosos cortando depósitos tabulares masivos en la F7 (C1, C2 y C3); el contacto erosivo de la F7 sobre la F6 en posiciones centrales de cuenca (C4); las estructuras tractivas en los canales areno-gravosos de la F6 y F7 (C5 y C6); y los paleosuelos bien desarrollados con abundancia de carbonatos y trazas fósiles asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma* (C7, C8 y C9). D) Bajo microscopio se observa la abundante concentración de carbonatos pedogenéticos de tipo pulverulento revistiendo cavidades (C) y, la composición mixta con dominio de los términos volcánoclasticos (P: Pómez) sobre los epiclasticos (L: Litoclasto).

La ocurrencia de depósitos con casi exclusiva participación de vitroclastos y cristaloclastos, bien seleccionados y clasto sostén, indica eventuales procesos de decantación de material volcaniclástico a partir de nubes de ceniza, con escaso a nulo retrabajo.

La amplia dominancia de cuerpos arenosos de depositación en masa por sobre la depositación progresiva de flujos fluidos sugiere un ambiente aluvial; por otro lado, la granulometría arenosa, tanto de los componentes volcaniclásticos como epiclásticos, indica condiciones medias a distales dentro de los sistemas aluviales (Blair y McPherson 1994, Galloway y Hobdel 1996, Blair y McPherson 2008). El desarrollo de paleosuelos indica condiciones eventuales y sostenidas de relativa estabilidad. Estas evidencias sumadas a la composición volcaniclástica permiten interpretar un ambiente de tipo aluvial, volcaniclástico y distal a planicie aluvial (Smith 1986, 1987, 1988, 1991), con eventual desarrollo de canales en un contexto dominante de flujos no confinados.

AF7. Sistema aluvial proximal.

Esta asociación de facies posee espesores de hasta 60 m. Se compone mayormente de cuerpos conglomerádicos tabulares masivos, en menor medida de cuerpos de geometría lenticular con distintos arreglos internos, y eventualmente desarrollo de depósitos tobáceos (Figuras 6.3, 6.7A, 6.7B). Los cuerpos tabulares poseen espesores de 1 a 5 m, se componen de conglomerados masivos mal seleccionados y matriz sostén. Poseen clastos angulosos que alcanzan tamaños de hasta 0,15 m, y en ocasiones conforman concentraciones basales de clastos con arreglo textural de tipo clasto sostén, con tamaños máximos de 0,3 m. Poseen una composición de clastos monomícticos que varía según el sector analizado, es predominantemente volcánica basáltico-andesítica en el sector oriental de la cuenca y predominantemente sedimentaria cuarzosa en el sector occidental, reflejando la composición del basamento que constituye las márgenes oriental y occidental de la cuenca respectivamente (Figura 6.3). Estos clastos se disponen caóticamente en una matriz areno-pelítica volcaniclástica, con abundantes pómez y trizas vítreas (Figuras 6.3 y 6.7). Por otro lado, los cuerpos lenticulares (Figuras 6.7A, 6.7C-1, 6.7C-2 y 6.7C-3) poseen espesores de hasta 2 m y extensiones laterales de 10-30 m, poseen bases erosivas e internamente poseen un arreglo clasto sostén, con moderada selección de clastos de tamaños máximos de 0,2 m mayormente angulosos, de composición similar a los cuerpos tabulares masivos. Internamente estos cuerpos pueden

ser masivos o bien mostrar una gradación normal que puede terminar en facies arenosas con desarrollo de estructuras sedimentarias tales como estratificación entrecruzada planar, estratificación entrecruzada en artesa, estratificación entrecruzada de bajo ángulo y capa plana (Figuras 6.3, 6.7A, 6.7C-1, 6.7C-2, 6.7C-3, 6.7C-5 y 6.7C-6). Las paleocorrientes medidas en distintos afloramientos muestran direcciones convergentes, con patrones O-SO en los afloramientos del sector oriental y E-SE en los occidentales (Figura 6.3). Los depósitos tobáceos se ubican en niveles tabulares y continuos, poseen buena selección y textura clasto sostén, y su granulometría es arena muy fina a arena fina.

Cabe resaltar que los cuerpos tabulares suelen mostrar el desarrollo, en mayor o menor medida, de paleosuelos. Es común el desarrollo de una horizonación con evidencias de horizontes superficiales, subsuperficiales y profundos. Los rasgos pedogenéticos más destacados son la presencia de abundantes carbonatos (Figuras 6.7C-8 y 6.7D-1), como revestimientos y rellenos de cavidades, la presencia de rizo concreciones carbonáticas y la estructura de suelo en bloques.

Interpretación. La presencia de cuerpos tabulares gravosos, masivos, matriz sostén y mal seleccionados puede interpretarse como depósitos en masa a partir de flujos de detritos cohesivos (Blair y McPherson 1994, Miall 1996, Bridge 2003), los cuales eventualmente podían desarrollar condiciones de mayor fluidez interpretadas a partir de las concentraciones de clastos más gruesos en las bases. Por otro lado, las geometrías lenticulares pueden interpretarse como depósitos canalizados, cuyo relleno, constituido por depósitos gravosos clasto sostén es asociado con flujos hiperconcentrados que eventualmente gradan a flujos fluidos con desarrollo de estructuras tractivas por migración de formas de lecho arenosas hacia los topes de los canales (Miall 1996, Bridge 2003). Las facies tobáceas reflejan decantación a partir de nubes de ceniza. Respecto de los paleosuelos, se observan rasgos a mesoescala y microescala que reflejan procesos de disolución-precipitación de carbonatos (Bullock *et al.* 1985, Stoops 2003).

La alternancia de depósitos gravosos asociados a flujos de detritos cohesivos no canalizados y a flujos hiperconcentrados canalizados sugiere un ambiente depositacional aluvial proximal (Blair y McPherson 1994, Galloway y Hobdel 1996, Blair y McPherson 2008), el cual sumado a la dominancia de material volcánico-clástico permite llegar a la interpretación de un ambiente de tipo aluvial, volcánico-clástico proximal (Smith 1986, 1987, 1988, 1991), con direcciones de paleocorrientes O-SO a E-SE según el flanco. El

desarrollo de paleosuelos sobre los depósitos tabulares indica condiciones temporales de relativa estabilidad y no depositación.

6.1.4 Unidad IV

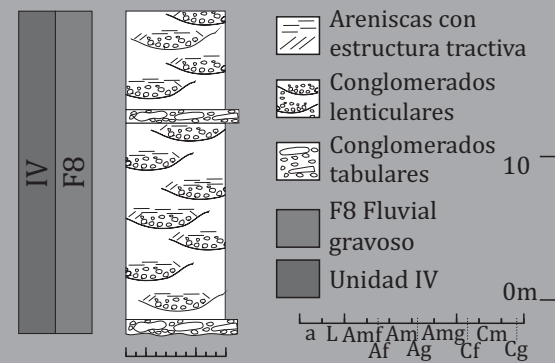
Esta unidad se ubica en posiciones centrales de la cuenca, y se desarrolla sobre las unidades previas mediante una discordancia erosiva de carácter regional (S₁, véase capítulo anterior), la cual incide hasta 150 m sobre las unidades I, II y III (Figuras 5.3, 6.1, 6.2 y 6.8). Su distribución es en niveles aterrazados ubicados en ambas márgenes del Río Chubut, conformando un total de hasta cuatro niveles de terrazas con una separación vertical de entre 40 y 80 m. Los niveles de terrazas muestran generalmente un patrón de terrazas apareadas o simétricas, ubicándose a alturas de ~430, ~500, ~540 y ~580 msnm. Poseen espesores de 5 a 25 m y se componen de una única asociación de facies.

AF8. Sistema fluvial de carga de fondo predominantemente gravosa.

Esta asociación de facies posee espesores de 5 a 25 m (Figuras 6.2 y 6.8A). Se compone mayormente de depósitos gravosos lenticulares y en menor medida de depósitos tabulares de reducido espesor masivos o con estratificación horizontal difusa (Figuras 6.2 y 6.8). Los cuerpos lenticulares poseen bases erosivas (Figuras 6.8B, 6.8D-1 y 6.8D-2), espesores de 0,5 a 2 m y extensiones laterales de 5 a 15 m. Internamente se componen de depósitos gravosos clasto sostén, con clastos de hasta 0,3 m en la base que gradan a 0,05 m hacia el tope y eventualmente alcanzan granulometrías arenosas con desarrollo de estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada en artesa y planar. En ocasiones poseen imbricación de clastos (Figura 6.8D-4) donde se midieron paleocorrientes con distintas direcciones, desde E en los afloramientos más occidentales hasta S-E en los más australes con media al SE (Figuras 6.2 y 6.8C). Por otro lado los cuerpos tabulares poseen espesores de 0,8 a 1,5 m y extensión lateral de decenas de metros con clastos que alcanzan los 0,6 m, moderada selección y arreglo clasto sostén. Ambas facies poseen una composición exclusivamente epiclástica (Figuras 6.2 y 6.8C), con clastos polimícticos donde dominan líticos volcánicos (mayormente intermedios a ácidos) por sobre líticos plutónicos, sedimentarios y metamórficos (Figuras 6.2 y 6.8C). Además poseen localmente intraclastos de las unidades infrayacentes.

ANÁLISIS DEL RELLENO: UNIDAD IV, ASOCIACIÓN DE FACIES 8

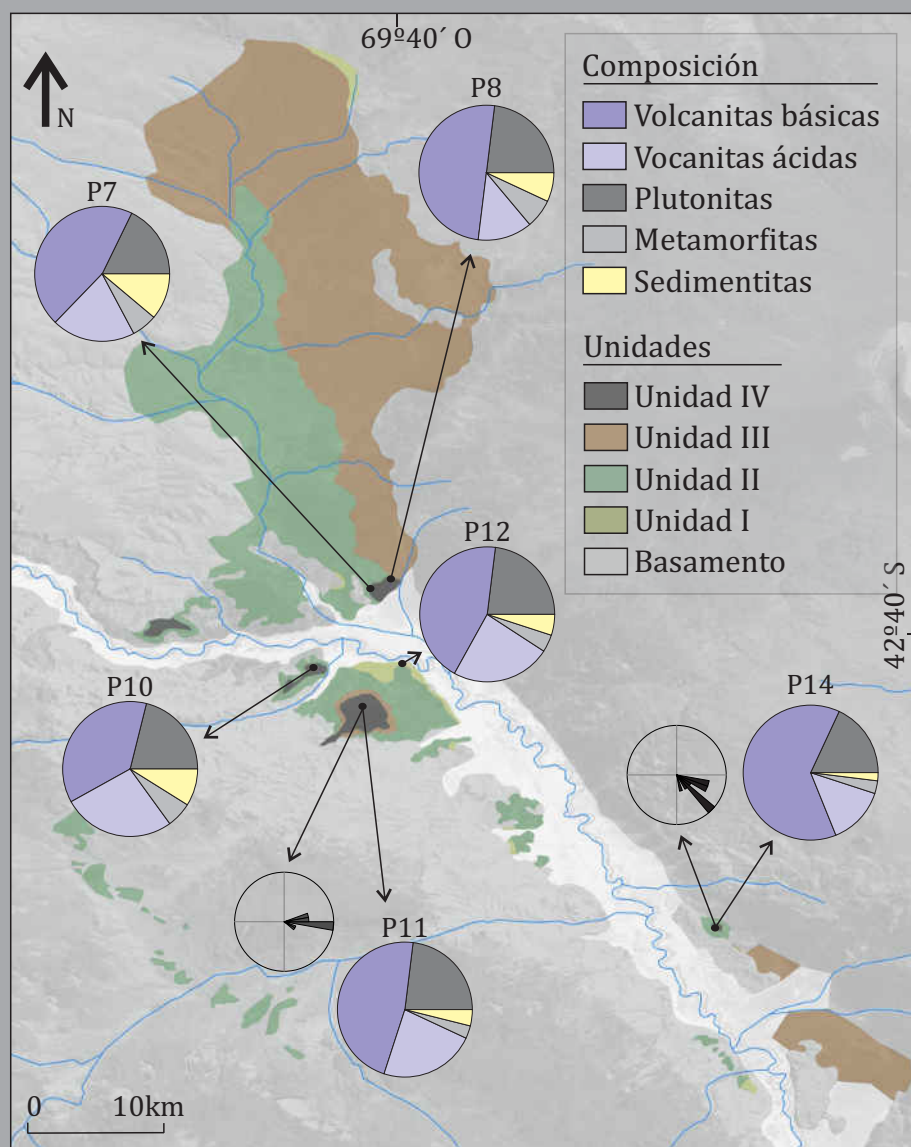
A. Perfil Tipo de la Unidad IV



B. Escala Macroscópica



C. Composición y paleocorrientes de la Unidad IV



D. Escala Mesoscópica

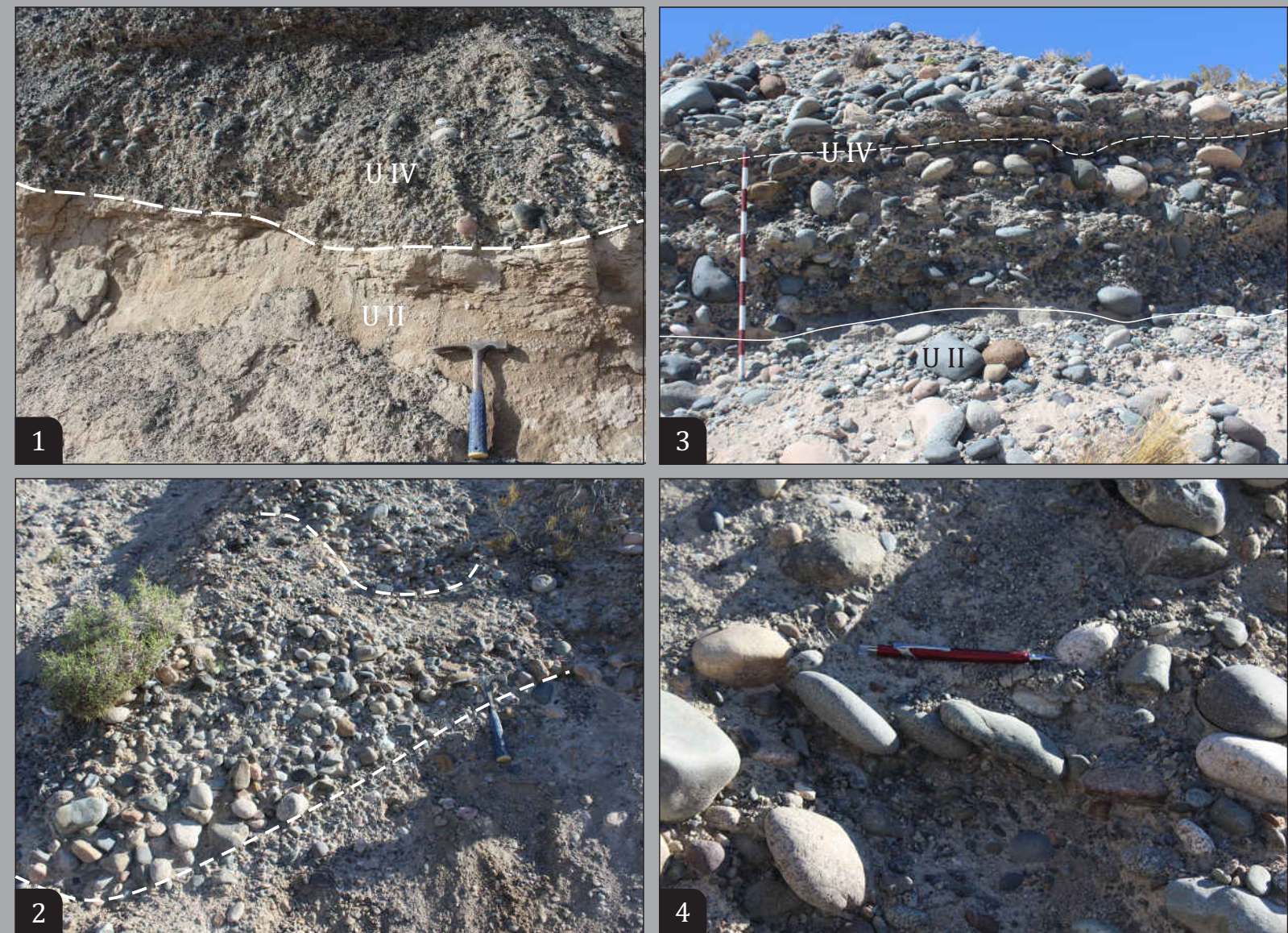


FIGURA 6.8. Principales características de la Unidad IV, A) se puede observar el perfil tipo de la asociación de facies 8. B) A escala macroscópica se observa cómo la U IV se ubica por encima de la U II a través de una superficies erosiva regional. D) A escala mesoscópica se observa el detalle de la superficie erosiva (D1); los ciclos internos canalizados de la asociación de facies 8 (D2 y D3); y un detalle de clastos inbricados sobre los cuales se obtuvieron los datos de paleocorrientes (D4). C) Se muestra la composición polimíctica de la Unidad IV a través de diagramas de torta ubicados en distintas posiciones dentro de la Cuenca de Paso del Sapo.

Interpretación. Los depósitos lenticulares gravosos masivos clasto sostén indican la presencia de canales con carga de fondo areno-gravosa (Galloway y Hobday 1996) con presencia de flujos fluidos con migración de formas de lecho arenosas (Miall 1996, Bridge 2003). Por otro lado los depósitos tabulares gruesos indican flujos no confinados eventuales con alta concentración de sedimentos (Blair y McPherson 1994, Miall 1996, Bridge 2003).

La combinación de estos procesos sugiere un ambiente fluvial de carga de fondo predominantemente gravosa y epiclástica (Galloway y Hobdel 1996, Miall 1996, Bridge 2003), constituido mayormente por flujos canalizados fluidos.

6.2 PALEOAMBIENTES Y PALEOGEOGRAFÍA

En este apartado se realiza un análisis interpretativo de las unidades de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo en términos de paleoambientes y paleogeografía. Este análisis se fundamenta por un lado en la distribución y ubicación espacial de las unidades de acumulación, y por otro lado en la naturaleza de las asociaciones de facies definidas para cada unidad, en las relaciones espaciales entre ellas, y en la abundancia relativa en que cada asociación de facies se encuentra representada dentro de cada unidad.

6.2.1 Unidad I. Sistemas aluviales volcaniclásticos de reducida extensión

La Unidad I posee características particulares en lo que respecta a su distribución y ubicación dentro de la cuenca y en lo que respecta a sus rasgos sedimentológicos. Estas particularidades permiten realizar una interpretación paleoambiental y paleogeográfica para la primera unidad de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo.

La Unidad I se desarrolla sobre una superficie de primer orden (S_1) que la separa del basamento de la cuenca, y se encuentra siempre asociada a bloques de basamento elevados, ya sean de borde o de centro de cuenca (altos internos). Desarrolla espesores que no superan los 15-20 m de potencia y su distribución lateral es reducida y vinculada a los distintos altos de basamento, desarrollando afloramientos discontinuos en las adyacencias de los mismos (Figuras 6.1, 6.10, 6.11 y 6.13). Estos afloramientos saltuarios

ANÁLISIS DEL RELLENO: PANEL DE CORRELACIÓN NORTE

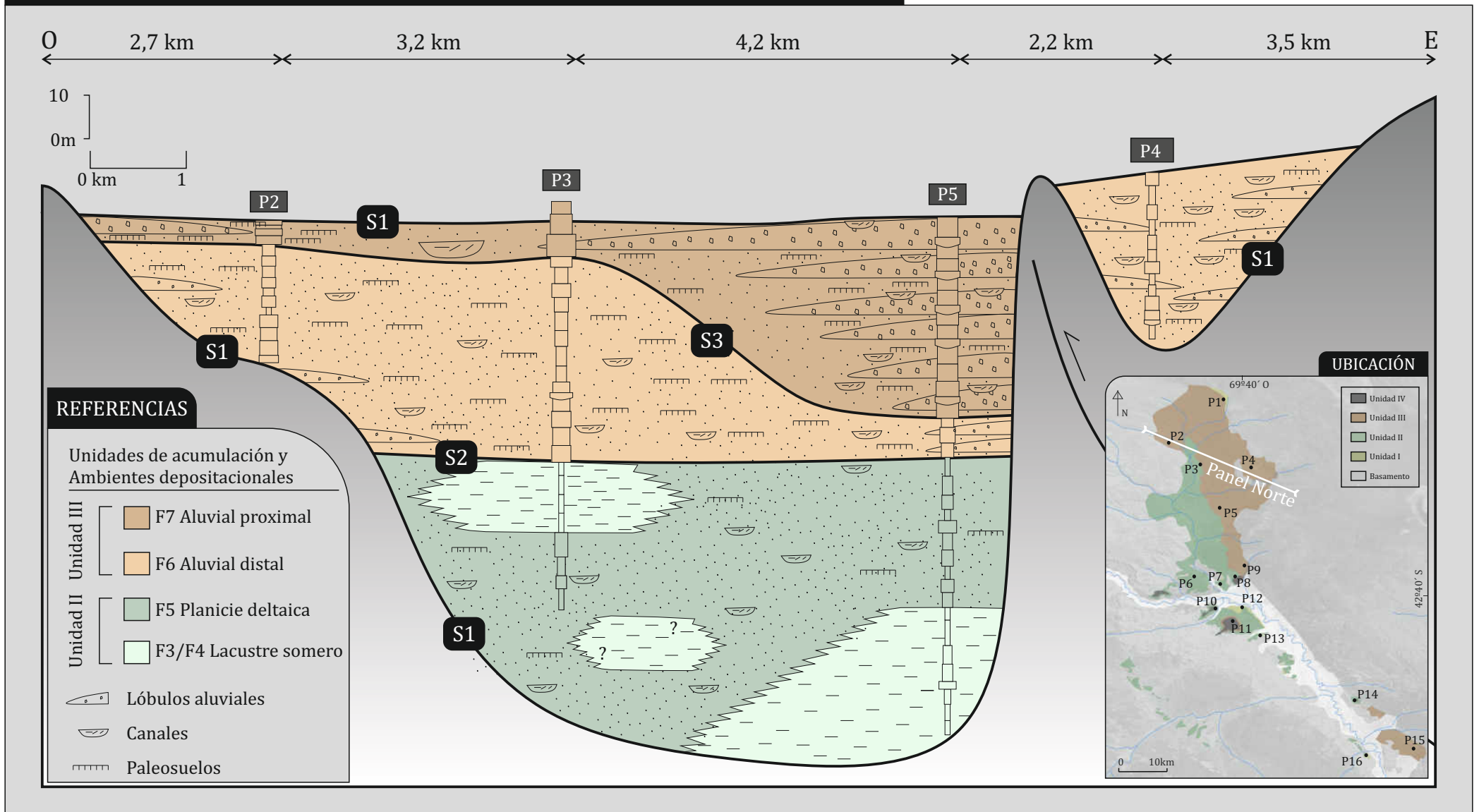


FIGURA 6.9. Panel de correlación Norte. Ver ubicación y detalle de los perfiles en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3. Pueden verse el arreglo lateral y vertical de facies de los distintos ambientes deposicionales y las distintas superficies (S1, S2 y S3).

de la Unidad I se encuentran desvinculados espacialmente también en lo que respecta a la ubicación topográfica, ya que se hayan ubicados a distintas alturas que pueden variar en su posición relativa al nivel del mar hasta 200 m unos de otros.

Internamente la Unidad I se compone de dos asociaciones de facies (Figuras 6.2 y 6.5), las cuales, sobre la base de sus características sedimentológicas y pedogenéticas han sido asignadas a distintos ambientes depositacionales. La primera fue interpretada como subambientes de tipo aluvial proximal con fuerte desarrollo de paleosuelos (F1) y la segunda fue asignada a un subambiente aluvial medio a distal con moderado desarrollo de paleosuelos (F2). Ambas Asociaciones de Facies poseen una composición mixta con dominio marcado de componentes volcaniclásticos sobre los epiclásticos, estos últimos con una naturaleza monomítica que refleja la composición del basamento adyacente.

El arreglo espacial de las asociaciones de facies puede verse en casi todos los afloramientos y es un arreglo simple (Figuras 6.10, 6.11 y 6.13). La Asociación de Facies 1 se desarrolla siempre sobre el basamento y posee una extensión lateral reducida, mientras que la asociación de facies 2 se desarrolla encima de asociación de facies 1 y posee una distribución areal más amplia que la primera, quedando en ocasiones apoyada directamente sobre el basamento (Figuras 6.10, 6.11 y 6.13). El pasaje entre ambas asociaciones de facies es mediante una superficie neta, que puede ser considerada de tercer orden (S₃, véase capítulo anterior), evidenciada principalmente por el cambio litológico desde los conglomerados gruesos de la F1 hacia los depósitos arenosos de la F2 y por la menor expresión que poseen los paleosuelos a escala de afloramiento.

Con todo lo anterior puede decirse entonces que la Unidad I representa la instalación de pequeños sistemas aluviales con desarrollo de paleosuelos, los cuales cambian verticalmente de proximales con un fuerte desarrollo de paleosuelos; a medio-distales con moderado desarrollo de paleosuelos. La disminución en el desarrollo de los paleosuelos podría estar asociada a un incremento en el aporte de material volcaniclástico. Estos sistemas aluviales de escaso desarrollo lateral y vertical se encuentran asociados mayormente a los altos de basamento, a partir de los cuales se habrían generado los flujos gravitacionales de detritos que dominan la depositación de esta unidad.

ANÁLISIS DEL RELLENO: PANEL DE CORRELACIÓN CENTRO

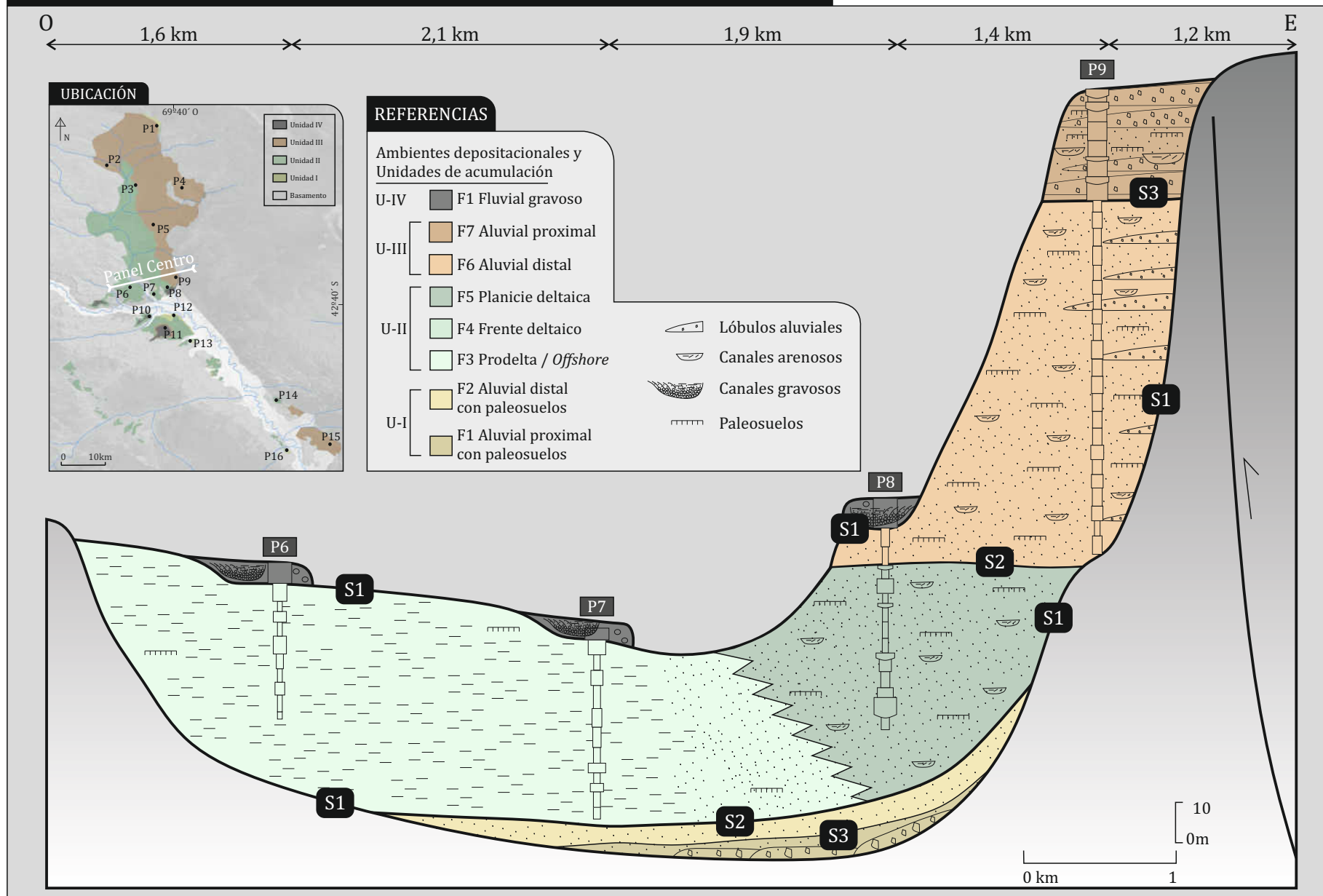


FIGURA 6.10. Panel de correlación Centro. Ver ubicación y detalle de los perfiles en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3. Pueden verse el arreglo lateral y vertical de facies de los distintos ambientes deposicionales y las distintas superficies (S1, S2 y S3).

6.2.2 Unidad II. Sistemas lacustres-deltaicos volcaniclásticos de gran extensión

La Unidad II posee características particulares en términos de distribución espacial dentro de la cuenca y de rasgos sedimentológicos que permiten realizar una interpretación paleoambiental para esta unidad de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo.

La Unidad II posee una amplia distribución areal y vertical, desarrollándose tanto sobre la Unidad I mediante una superficie de segundo orden (S_2), como sobre el basamento de la cuenca (S_1); con espesores que alcanzan los 150 m. Los afloramientos de esta unidad son continuos y de extensión regional; son más notorios hacia el centro de la cuenca, donde son expuestos por la erosión, aunque su desarrollo se extiende hasta los márgenes de la misma donde su exposición es escasa y discontinua ya que son cubiertos por la Unidad III (Figuras 6.1, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12 y 6.13).

Esta unidad se compone de tres asociaciones de facies correspondientes a ambientes lacustres-deltaicos, las cuales han sido definidas en la sección anterior (Figuras 6.2, 6.3 y 6.6) como Asociación de Facies de prodelta / *offshore* lacustre (F3), Asociación de Facies de frente deltaico (F4), y Asociación de Facies de planicie deltaica (F5); todas de una composición predominantemente volcaniclástica. El arreglo espacial de estas asociaciones de facies muestra un mayor desarrollo de las facies de prodelta/*offshore* lacustre y frente deltaico hacia el sector centro y sur de la cuenca mientras que las facies de planicie deltaica son más abundantes en el sector norte de la Cuenca (Figuras 6.9, 6.10, 6.11, 6.12 y 6.13). Esto, sumado a los datos de paleocorrientes, indica una dirección de transporte de los sedimentos en dirección N-S a NO-SE, con una posible entrada del sedimento desde el sector NO de la cuenca, que se corresponde con la dirección de transporte actual del Río Chubut.

Respecto del arreglo vertical de las asociaciones de facies, la Unidad II muestra un arreglo agradacional en el sector inferior y un arreglo progradacional en el sector superior, con dominio de las asociaciones de facies de prodelta/*offshore* lacustre y de frente deltaico en el término inferior de la unidad y un dominio de las facies de planicie deltaica en los términos superiores de la misma (Figuras 6.9, 6.10, 6.11, 6.12 y 6.13). La superficie que delimita los sectores inferior y superior de la U-II es considerada de 3º orden (Figura 6.12; S_3 , véase capítulo anterior). Además, superficies internas (S_3) en el

ANÁLISIS DEL RELLENO: PANEL DE CORRELACIÓN SUR

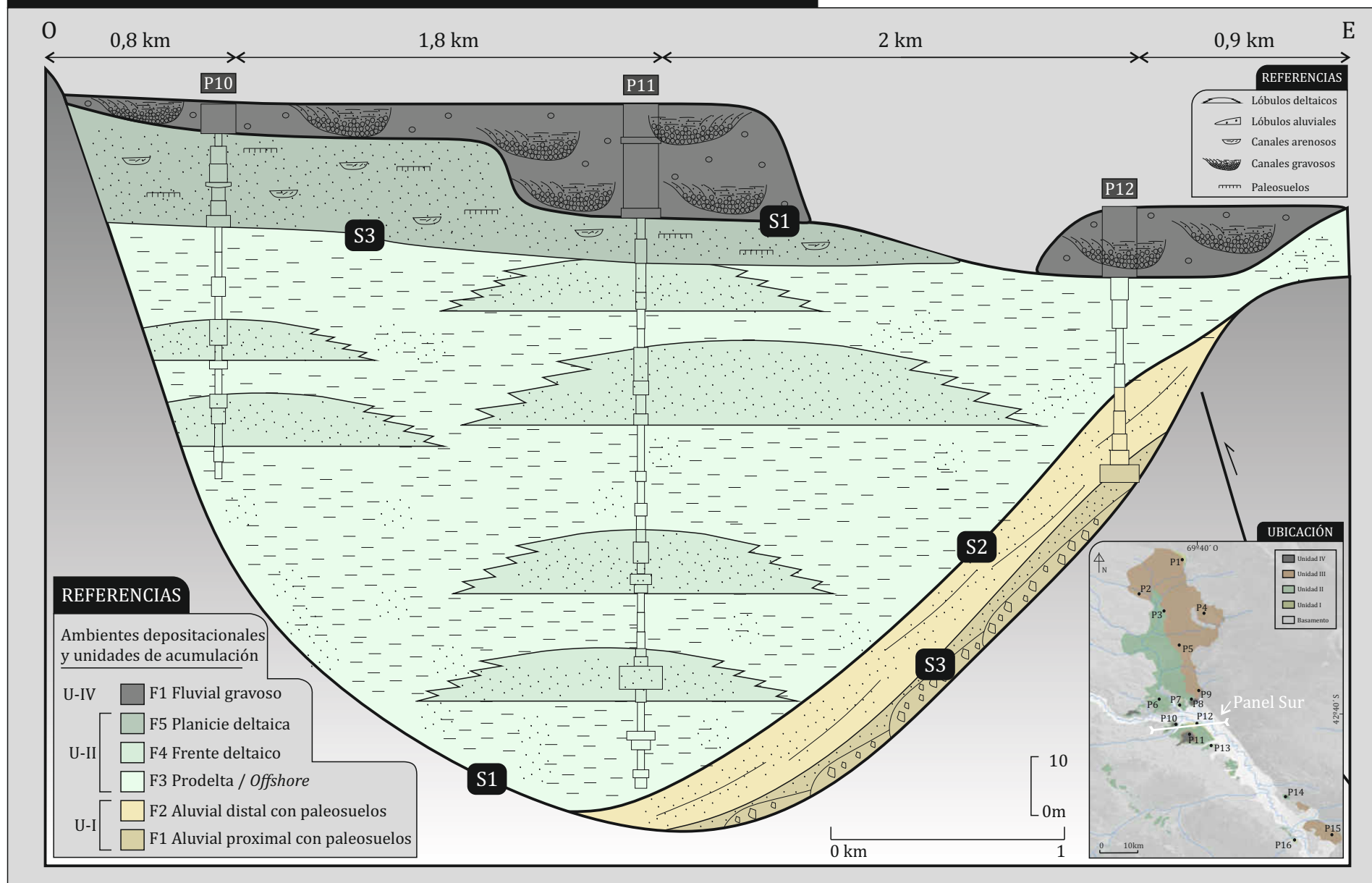


FIGURA 6.11. Panel de correlación Sur. Ver ubicación y detalle de los perfiles en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3. Pueden verse el arreglo lateral y vertical de facies de los distintos ambientes deposicionales y las distintas superficies (S1, S2 y S3).

sector inferior de la U-II delimitan ciclos de 15-25 m de espesor que se componen internamente de una sucesión somerizante que comienza con depósitos finos de prodelta/*offshore* que pasan a depósitos arenosos de frente deltaico, estas superficies poseen un carácter transgresivo y pueden ser interpretadas como superficies de inundación, ya que separan facies profundas de facies relativamente más someras (Figuras 6.6, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12 y 6.13).

Con todo lo anteriormente expresado se puede sintetizar que la Unidad II representa una de las principales unidades que componen el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, caracterizada por sistemas lacustres-deltaicos de composición predominantemente volcanoclástica de gran distribución areal con un dominio de facies de prodelta/*offshore* y frente deltaico en el sector inferior y un dominio de facies de planicie deltaica en el sector superior. Superficies de 3º orden delimitan ambos sectores y se encuentran además dentro del sector inferior de la U-II delimitando ciclos internos progradacionales.

6.2.3 Unidad III. Sistemas aluviales volcanoclásticos de gran extensión

La tercera unidad de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo posee una amplia distribución, lo cual junto con sus características sedimentológicas particulares, permite realizar una interpretación paleoambiental para el momento de su depositación.

La Unidad III posee una distribución extensa. Si bien se encuentra parcial a totalmente erosionada en los márgenes occidentales, afloramientos remanentes permiten inferir que es la unidad de acumulación que posee mayor distribución areal, mostrando espesores que varían desde espesores máximos de hasta 150-200 m en el borde oriental hasta espesores menores a 50 m en el margen occidental (Figuras 6.1, 6.3 y 6.7). Los afloramientos de la Unidad III se desarrollan sobre las unidades previas (unidades I y II) mediante una superficie neta de carácter regional (S₂), o bien directamente sobre el basamento (S₁), esta última situación es típica de los sectores más externos de la unidad.

Su organización interna puede sintetizarse en dos asociaciones de facies que fueron interpretadas en la sección inferior (Figuras 6.3 y 6.7) como de sistema aluvial distal a planicie aluvial (F6), y en la sección superior como sistema aluvial proximal (F7). Ambas asociaciones de facies poseen una componente mixta, volcanoclástica y epiclástica, con dominio de la primera por sobre la segunda (Figuras 6.3 y 6.7). La componente epiclástica

ANÁLISIS DEL RELLENO: PANEL DE DETALLE UNIDAD II EN P11

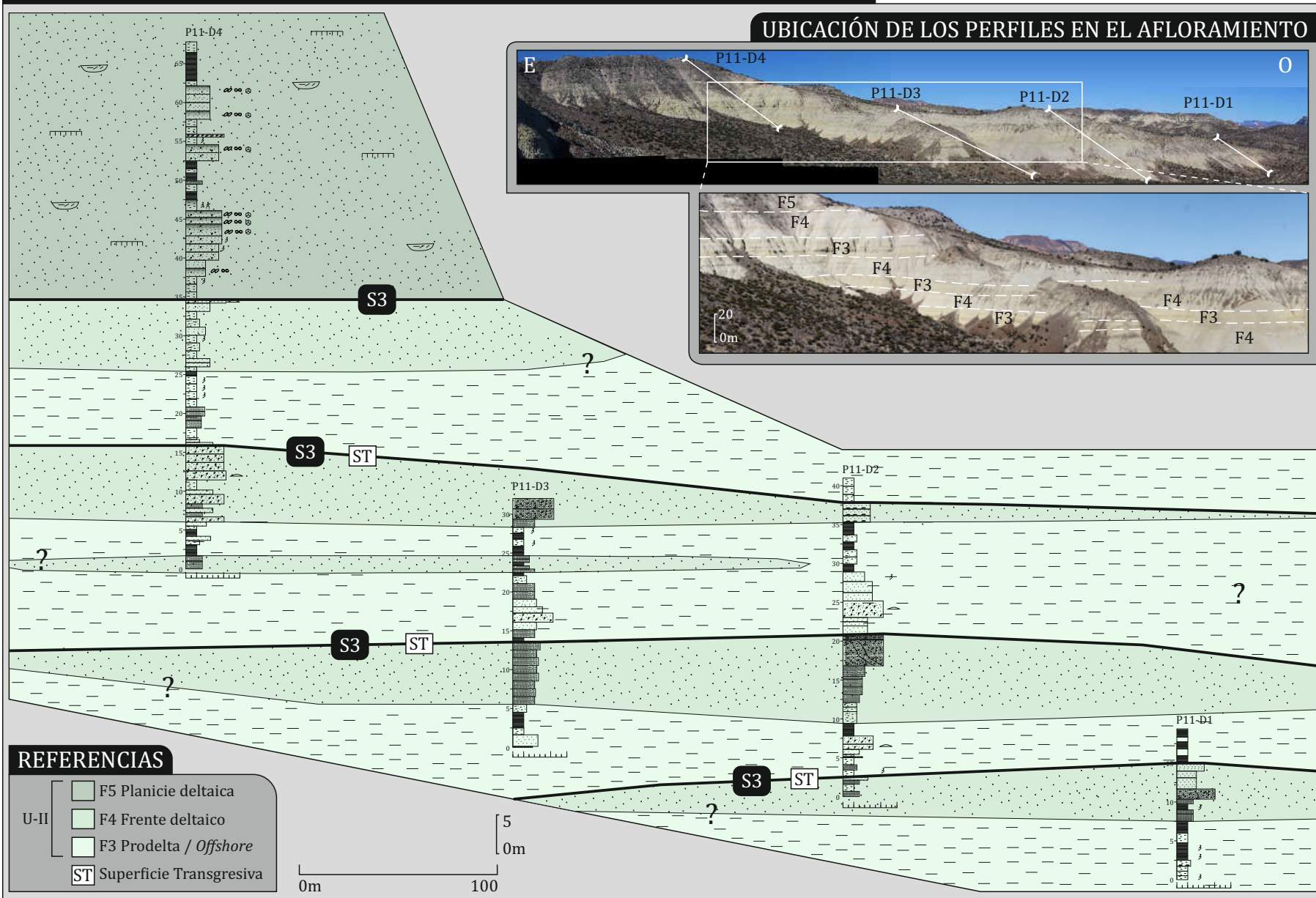


FIGURA 6.12. Panel de detalle del Punto P11 (ver ubicación en Figura 6.1). En el panel se observa la distribución de las distintas Asociaciones de facies del sistema lacustre-deltaico, y la naturaleza de las superficies internas. Para las referencias de los perfiles ver Figura 6.4.

es generalmente monomítica, representada por distinta composición según el lugar donde se encuentre en la cuenca, siendo un fiel reflejo de las litologías que componen los altos de basamento más cercanos, dato coherente con las principales direcciones de paleocorrientes, que muestran patrones de dirección de transporte transversales a los bordes de la cuenca, con direcciones hacia el oeste en el margen oriental y direcciones hacia el este en el margen occidental.

El arreglo espacial de ambas asociaciones de facies es simple. En todos los afloramientos la F6 se desarrolla en el tramo inferior de la Unidad III mientras que la F7 lo hace en el tramo superior, ambas asociaciones de facies se encuentran separadas por una superficie neta interna a la Unidad III (S₃, véase capítulo anterior), que posee un carácter erosivo hacia el centro de cuenca, y que en los afloramientos más orientales posee un carácter angular (Figuras 6.9, 6.10 y 6.13).

En síntesis, la Unidad III representa el máximo desarrollo lateral y vertical de los sistemas sedimentarios de la Cuenca de Paso del Sapo, mostrando importantes variaciones en su espesor, el cual es máximo hacia el borde oriental y mínimo hacia el occidental. Internamente muestra el desarrollo de sistemas aluviales volcaniclásticos, en un arreglo vertical que va desde posiciones distales a proximales hacia arriba de la secuencia, con una composición predominantemente volcaniclástica, donde los términos epiclásticos evidencian junto con las direcciones de paleocorrientes, una proveniencia variable, mostrando patrones desde los bordes oriental y occidental hacia el centro de cuenca.

6.2.4 Unidad IV. Sistemas fluviales epiclásticos aterrazados

La Unidad IV, al igual que las anteriores, posee una distribución y características sedimentológicas particulares que permiten realizar una interpretación paleoambiental para el momento de su depositación.

La Unidad IV se ubica en posiciones de centro de cuenca y en posiciones cercanas a los bordes oeste y sur de la misma. Esta unidad se desarrolla sobre una superficie erosiva y regional (S₁) que incide verticalmente hasta 150 m de relleno de las unidades previas (Figuras 6.1, 6.2 y 6.8). Se dispone en diferentes niveles topográficos evidenciando un patrón aterrazado, con terrazas separadas verticalmente entre 50 y 80 m y con espesores

ANÁLISIS DEL RELLENO: PANEL DE CORRELACIÓN LONGITUDINAL

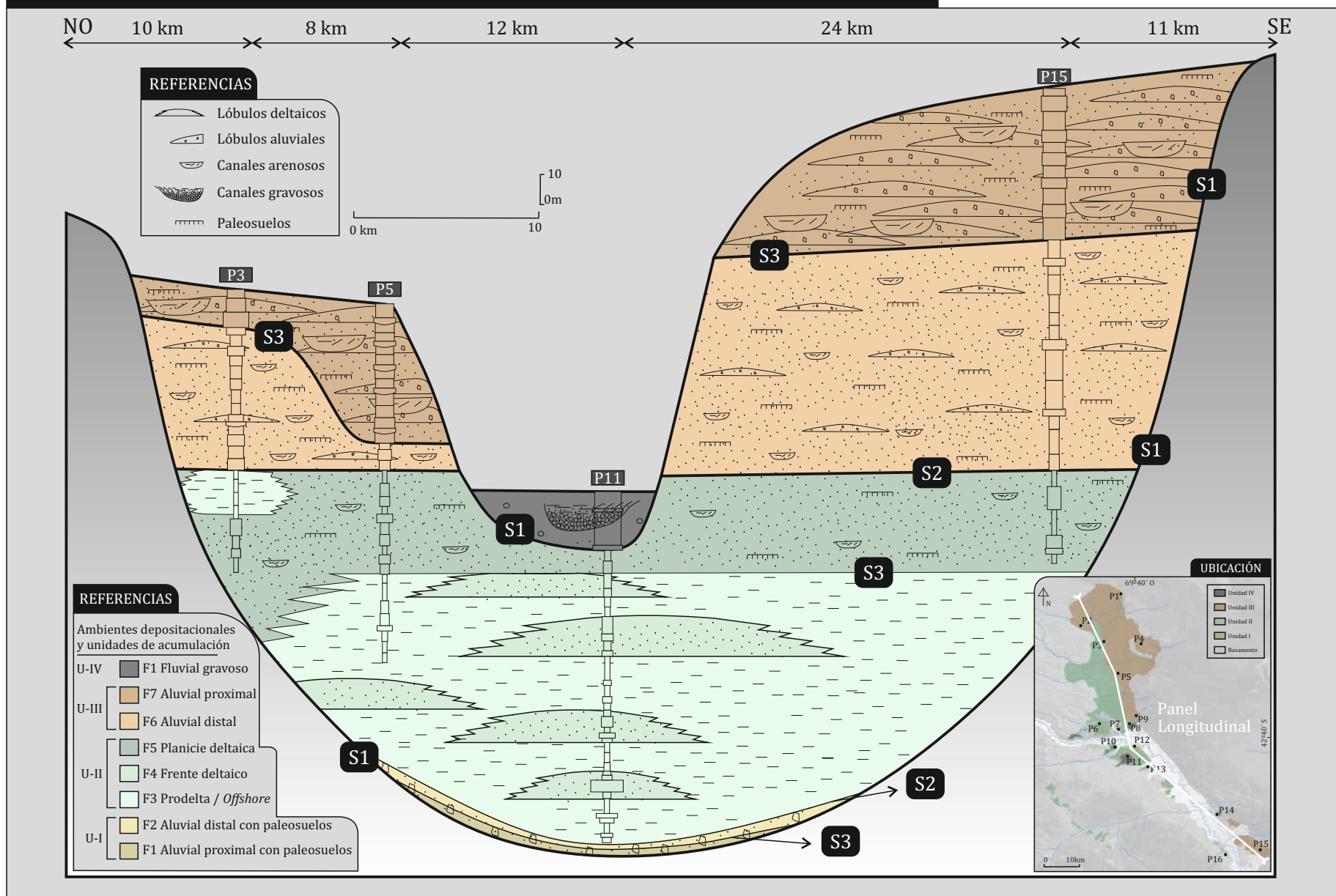


FIGURA 6.13. Panel de correlación longitudinal. Ver ubicación y detalle de los perfiles en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3. Pueden verse el arreglo lateral y vertical de facies de los distintos ambientes deposicionales y las distintas superficies (S1, S2 y S3).

de hasta 25 m. Estos afloramientos muestran una clara relación con el cauce actual del Río Chubut, encontrándose en ambas márgenes del mismo. Se ubican a distintas alturas topográficas mostrando patrones generalmente de terrazas pares.

Internamente se compone de una única asociación de facies que fue interpretada en términos ambientales en la sección previa como correspondiente a un sistema fluvial de carga de fondo predominantemente gravosa. Esta asociación de facies presenta una composición epiclástica polimíctica, la cual junto con las direcciones de paleocorrientes medidas (coincidentes con las direcciones de transporte actuales del Río Chubut), permiten inferir que los depósitos de la Unidad IV representan antiguos niveles de acumulación del Río Chubut (Figuras 6.2, 6.8, 6.10, 6.11 y 6.13).

En resumen, la Unidad IV se desarrolla sobre una superficie de erosión regional que implica una profunda incisión sobre los depósitos previos y constituye el registro de distintos niveles aterrazados que pueden ser considerados antiguos depósitos del Río Chubut sobre la base de sus similitudes en términos de composición y de direcciones de paleocorrientes.

CAPÍTULO 7

ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO:
INDICADORES TECTÓNICOS, CLIMÁTICOS Y VOLCÁNICOS



CAPÍTULO 7 – ANÁLISIS DEL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: INDICADORES TECTÓNICOS, CLIMÁTICOS Y DE APOORTE VOLCÁNICO

En los capítulos previos se abordó el análisis de las unidades de acumulación desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico, realizando para cada unidad una reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica basada en el desarrollo de modelos de facies. En el presente apartado se estudiarán las unidades de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo con el objetivo de caracterizar las condiciones tectónicas, climáticas y de aporte volcánico al momento de su depositación, a través del análisis de distintos indicadores.

Para el análisis de las condiciones tectónicas al momento de la depositación de las unidades se analizó la relación de la sedimentación con la deformación, haciendo hincapié en la jerarquía de las estructuras presentes y en la presencia de discordancias progresivas como indicador de contemporaneidad entre los procesos de deformación y de sedimentación. Para inferir las condiciones paleoclimáticas imperantes durante la depositación de las unidades de acumulación se realizó un análisis de los paleosuelos, los cuales son indicadores de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales. Por último se realizó una aproximación a la magnitud y naturaleza del aporte volcánico durante la depositación de las unidades sobre la base de análisis composicionales, volumétricos y de tasas de sedimentación.

7.1 INDICADORES TECTÓNICOS

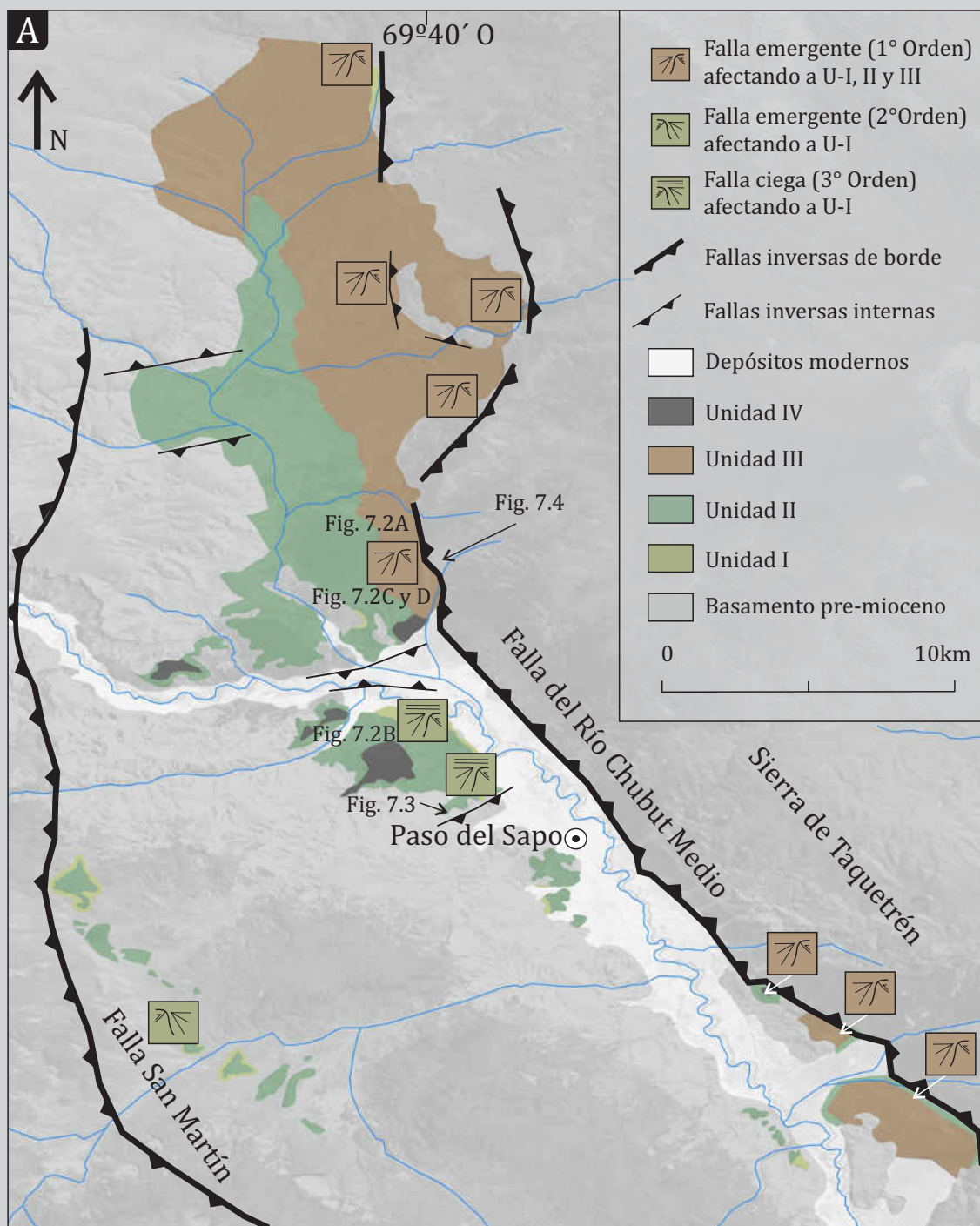
En este apartado se realizará un análisis de la distribución en el espacio y en el tiempo de las estructuras y de la relación temporal entre los procesos de deformación y sedimentación de las distintas unidades de la Cuenca de Paso del Sapo. En primer lugar se retomarán y cuantificarán distintos parámetros mencionados previamente (Capítulo 4),

con el fin de jerarquizar las estructuras presentes en la cuenca; y en segundo lugar se realizará un análisis detallado de un confiable indicador de la relación temporal existente entre los procesos deformacionales y depositacionales: los estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas (Suppe et al. 1992, Gawthorpe y Hardy 2002, Vergés et al. 2002, Ghiglione et al. 2002, Poblet 2012, Bilmes et al. 2013).

Como se mencionó en el Capítulo 4, las estructuras presentes en la Cuenca de Paso del Sapo pueden ser analizadas a partir de distintos parámetros. Poseen distintas longitudes y rechazos, pueden ser internas o de borde, pueden afectar al basamento o bien solamente a la cobertura sedimentaria, pueden ser emergentes o ciegas, y pueden afectar a distintas unidades de acumulación. Sobre la base de estos rasgos, se propone a continuación, un orden jerárquico de las estructuras y de los dominios morfoestructurales. La estructura característica del dominio Oriental, la Falla del Río Chubut Medio, constituye una estructura de borde, posee una longitud de más de 60 km, afecta al basamento de la cuenca, es una falla emergente, afecta a las unidades de acumulación I, II, y III, y posee rechazos verticales del orden los centenares de metros. Estos parámetros permiten definirla como de 1° orden (Figura 7.1B). La Falla San Martín constituye la estructura principal del dominio Occidental; es una falla de borde, posee una longitud de 40 km, afecta al basamento, es una falla emergente, afecta a la Unidad I y posee rechazos verticales del orden de las decenas de metros. Estas evidencias permiten definir a la Falla San Martín como una estructura de 2° orden (Figura 7.1B). Finalmente, las estructuras internas, correspondientes al dominio Central, poseen longitudes de 2-4 km, afectan al basamento en su mayoría, pueden ser emergentes o bien estar cubiertas por sedimentos, afectan a la Unidad I y poseen rechazos verticales del orden de las decenas de metros. Estos rasgos permiten definir a las estructuras del dominio Central como de 3° orden (Figura 7.1B).

La relación de estas estructuras con las distintas unidades que componen el relleno de la cuenca define arreglos temporales entre la deformación y la depositación. De esta manera, pueden ser definidos arreglos depositacionales pre-cinemáticos, sin-cinemáticos y post-cinemáticos, entendiéndose los primeros como una relación donde la sedimentación es previa a la deformación, los segundos como una relación contemporánea entre ambos procesos, y los terceros como una sedimentación posterior a la deformación.

INDICADORES TECTÓNICOS: UNIDADES DE ACUMULACIÓN DEFORMADAS VINCULADAS A DISTINTAS ESTRUCTURAS



B Estructura/ Dominio morfoestructural	Longitud	Afecta al Basamento	Emergente	Rechazos estimados	Unidades afectadas	Jerarquía
Falla del Río Chubut Medio Dominio Oriental	>60 km	Sí	Sí	Centenares de metros	U-I, II y III	1° Orden
Falla San Martín Dominio Occidental	40 km	Sí	Sí	Decenas de metros	U-I	2° Orden
Fallas internas Dominio Central	< 5 km	Sí/No	No/Sí	Decenas de metros	U-I	3° Orden

FIGURA 7.1. Unidades de acumulación deformadas y su vinculación espacial y temporal con las principales estructuras de la Cuenca de Paso del Sapo. A) En el mapa pueden observarse las distintas localidades estudiadas que poseen una deformación asociada a distintas fallas. Nótese la ubicación de las Figuras 7.2, 7.3 y 7.4 B) Tabla de principales parámetros y jerarquía de fallas/dominios morfoestructurales.

En este sentido, la deformación de las unidades de acumulación en las adyacencias de distintas estructuras será utilizada como un indicador del *timing* de la actividad de las mismas, lo cual permitirá definir arreglos depositacionales sin-cinemáticos y post-cinemáticos respecto de las unidades de acumulación I, II, III y IV en relación a las estructuras de los distintos dominios morfoestructurales. Para la definición de arreglos depositacionales sin-cinemáticos se analizará la presencia de estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas, siendo esta evidencia indicativa de la contemporaneidad de la deformación con la sedimentación en distintos regímenes tectónicos incluyendo ambientes contraccionales y específicamente cuencas de antepaís (Suppe et al. 1992, Gawthorpe y Hardy 2002, Vergés et al. 2002, Ghiglione et al. 2002, Poblet 2012, Bilmes et al. 2013).

7.1.1 Unidad I

La Unidad I se distribuye espacialmente en las cercanías de distintas estructuras, permitiendo la realización de un análisis de su relación depositacional respecto de las mismas. En este sentido la Unidad I posee relaciones espaciales con las fallas que componen los dominios morfoestructurales Oriental, Occidental y Central.

En el dominio Oriental la Unidad I se encuentra íntimamente asociada a la Falla del Río Chubut Medio y a las fallas que delimitan a la Cuenca en su sector Noreste. En el sector norte del dominio Oriental (Figuras 7.1A), los estratos de la Unidad I se encuentran deformados en las adyacencias de la fallas de borde Noreste, mostrando un patrón de estratos de crecimiento delimitados por discordancias progresivas (Figura 7.1A), los cuales poseen una dirección de inclinación media de N 264° e inclinaciones que disminuyen progresivamente desde 75° hasta 19°. Hacia el sector central del dominio Oriental (Figuras 7.1A y 7.2A), en las adyacencias de la Falla del Río Chubut Medio, la Unidad I posee una deformación similar a la del sector Norte, con direcciones de buzamiento N 275° e inclinaciones que disminuyen progresivamente desde 27° a 12° (Figura 7.2A). Ambas direcciones de inclinación de los estratos de la Unidad I coinciden con el rumbo aproximadamente N-S del rumbo de las fallas del dominio Oriental, lo cual sumado a la proximidad de los estratos deformados respecto de la estructura y a la presencia de estratos de crecimiento, permite interpretar una actividad contemporánea

INDICADORES TECTÓNICOS: DISCORDANCIAS PROGRESIVAS EN LAS UNIDADES DE ACUMULACIÓN

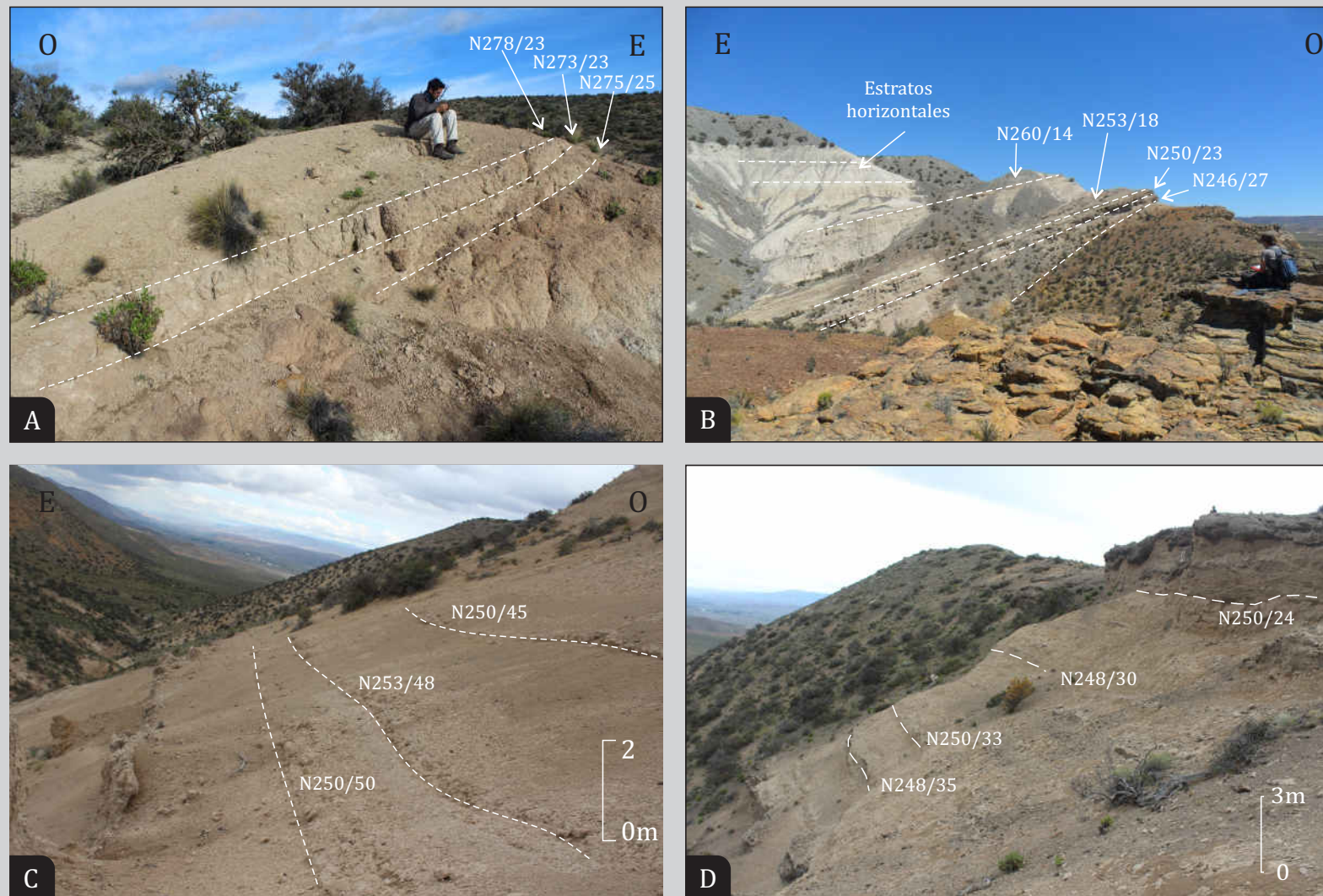


FIGURA 7.2. Discordancias progresivas en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. A) Estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas en la U-I, en cercanías de una falla interna. B) Discordancias progresivas limitando estratos de crecimiento en la U-I, en adyacencias de la Falla San Martín. C) y D) Estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas en la U-III, en cercanías de la Falla del Río Chubut Medio. En todos los casos los datos fueron adquiridos mediante Modelado Digital de Afloramiento.

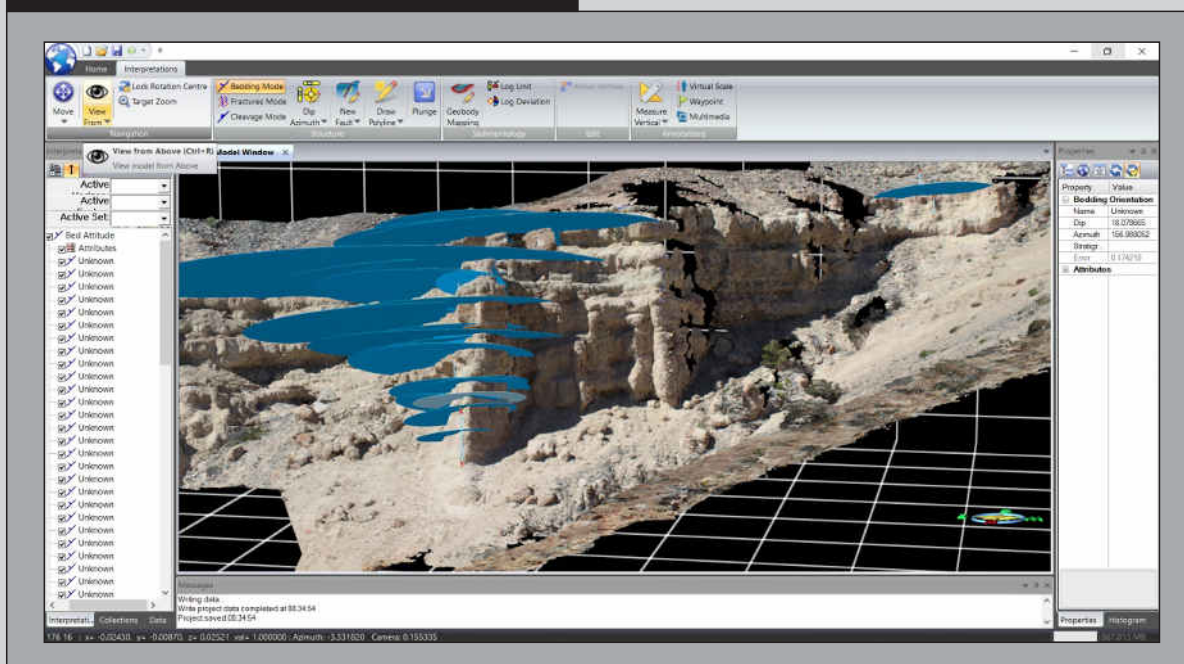
de la estructura con la sedimentación indicando un arreglo sin-cinemático (Suppe et al. 1992, Vergés et al. 2002, Ghiglione et al. 2002, Poblet 2012, Bilmes et al. 2013).

Respecto del dominio Occidental, la Unidad I se encuentra deformada en las adyacencias de la Falla San Martín (Figuras 7.1A) mostrando un patrón de estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas (Figura 4.3A). Los estratos de la Unidad I poseen direcciones de inclinación medias de N°45, con inclinaciones que disminuyen progresivamente desde 25° hasta posiciones subhorizontales. Sobre la base de la relación espacial de la Unidad I con respecto a la Falla San Martín y la presencia de estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas, se sugiere una depositación contemporánea con la deformación, lo cual define un arreglo sin-cinemático (Suppe et al. 1992, Vergés et al. 2002, Ghiglione et al. 2002, Poblet 2012, Bilmes et al. 2013).

Por último, en el dominio Central, la Unidad I también se encuentra deformada en las adyacencias de las estructuras internas (Figuras 4.3B, 7.1A y 7.2B), mostrando un patrón de discordancias progresivas que delimitan estratos de crecimiento, los cuales poseen inclinaciones que disminuyen progresivamente desde un máximo de 27° hasta posiciones subhorizontales. Estas relaciones espaciales y la presencia de estratos de crecimiento permiten interpretar a la Unidad I como sin-cinemática también respecto de las estructuras internas que caracterizan al dominio Central (Suppe et al. 1992, Vergés et al. 2002, Ghiglione et al. 2002, Poblet 2012, Bilmes et al. 2013). En este dominio, el Modelado Digital de Afloramiento permitió realizar un análisis detallado de las discordancias progresivas desarrolladas en la Unidad I asociadas a una estructura interna (Figuras 7.1A y 7.3). En la Figura 7.3 puede observarse la distribución de los datos de dirección de inclinación e inclinación de las distintas discordancias progresivas respecto de su ubicación estratigráfica. Este análisis permitió definir un sector inferior y un sector superior dentro de la Unidad I que muestran variaciones progresivas en la inclinación de los estratos, separados por un intervalo central donde no existe tal rotación progresiva en las inclinaciones de los estratos. Estos rasgos sugieren la presencia de dos momentos de actividad de la estructura contemporáneamente con la sedimentación (segmentos inferior y superior) interpretados como fases de basculamiento (T1 y T2), separados por un segmento central donde la estructura no presentaría evidencias de actividad (Figura 7.3). La rotación observada en total alcanza los 27°, y teniendo en cuenta el intervalo

INDICADORES TECTÓNICOS: UNIDAD I

Modelado Digital de Afloramiento



Discordancias progresivas en la U-I

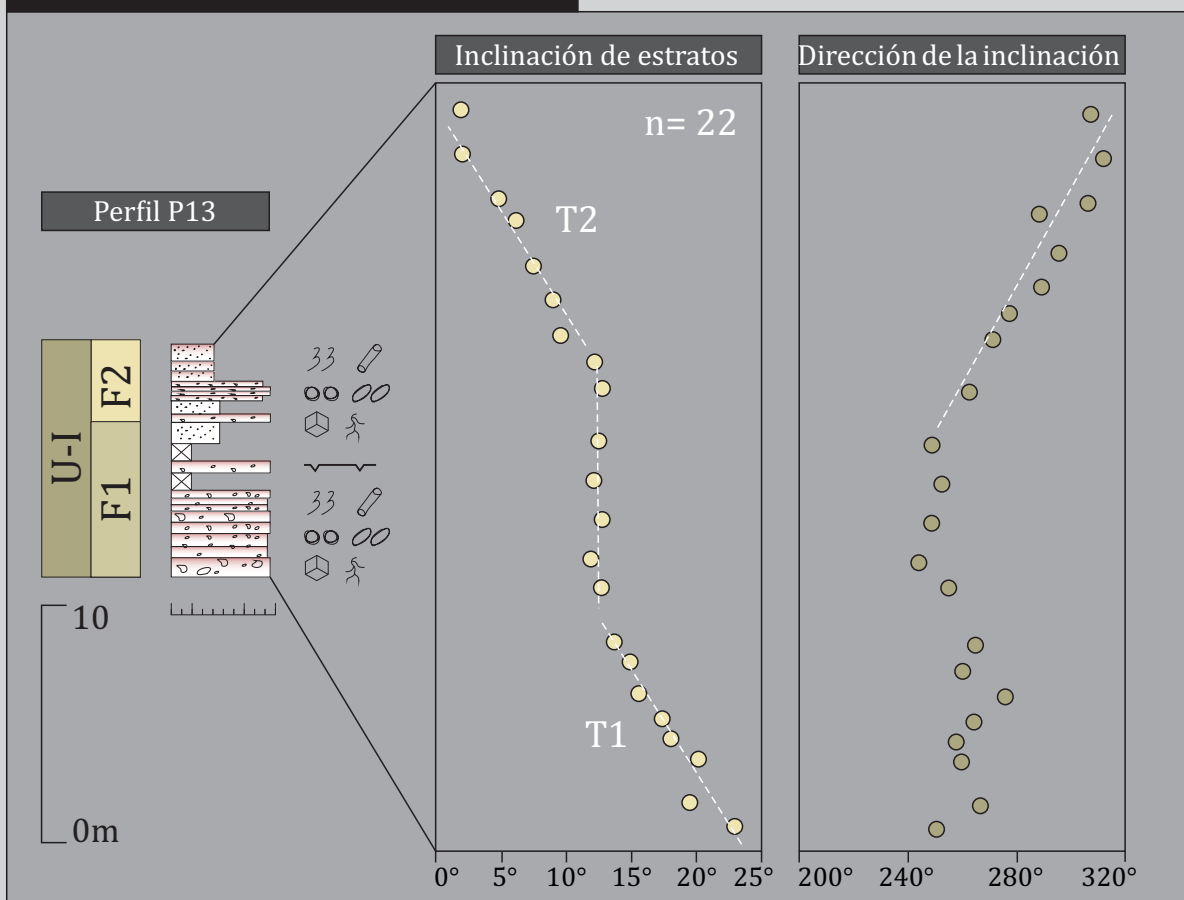


FIGURA 7.3. Discordancias progresivas desarrolladas en la U-I en adyacencias a una estructura interna de la Cuenca de Paso del Sapo (ver ubicación en Figura 7.1). En el sector superior puede observarse el Modelado Digital de Afloramiento mostrando la obtención de los datos. En el sector inferior se observan los datos de inclinación y dirección de inclinación de las distintas capas medidas en el sector inferior del perfil P13 (Ver referencias y ubicación en figuras 6.1 y 6.2). Las líneas blancas indican tramos del gráfico de similar pendiente. Dos fases de basculamiento fueron interpretadas (T1 y T2).

temporal de 600.000 años involucrado en la depositación de esta Unidad, es posible estimar una tasa promedio de rotación vertical de $0,045^{\circ}/ka$ (Figura 7.5). Cabe destacar que se registraron variaciones progresivas de la dirección de inclinación de las discordancias para la fase de basculamiento T2 (Figura 7.3), las cuales podrían estar vinculadas a una rotación horizontal asociada al crecimiento vertical de la estructura, o bien a una dinámica interna de los sistemas depositacionales aluviales que caracterizan a la U-I.

Las evidencias desarrolladas previamente indican que la depositación de la Unidad I fue contemporánea con la actividad de las estructuras de 1° Orden (Dominio Oriental), 2° Orden (Dominio Occidental) y de 3° Orden (Dominio Central), por lo que esta Unidad puede ser definida como sin-cinemática en relación a todas las estructuras presentes en la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 7.5); identificándose al menos dos fases de basculamiento con una rotación vertical promedio de $0,045^{\circ}/ka$ (Figura 7.5) en los sectores donde se realizaron análisis más detallados, las cuales serán discutidas en capítulos subsiguientes.

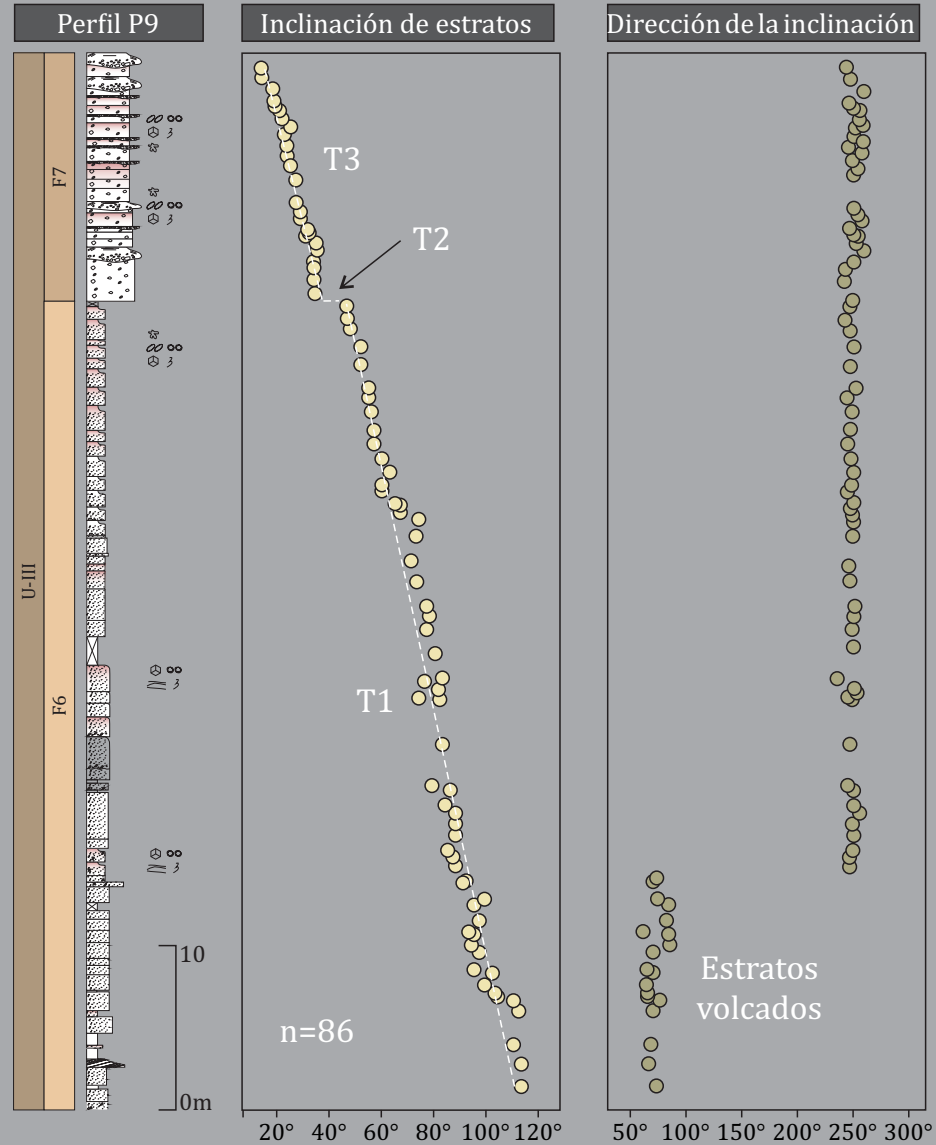
7.1.2 Unidades II y III

Las unidades II y III serán tratadas en conjunto ya que ambas poseen similares relaciones con las distintas estructuras de la Cuenca de Paso del Sapo. Ambas unidades poseen relaciones espaciales con todas las estructuras presentes en la cuenca, por lo que serán interpretadas en términos de depositación asociada o no a la actividad de las fallas dependiendo de la relación temporal existente entre la sedimentación y la deformación.

En el dominio Oriental las unidades II y III se encuentran íntimamente asociadas a la Falla del Río Chubut Medio y a las distintas fallas que componen el sector norte del dominio (Figuras 7.1A, 7.2C y 7.2D). En todos los casos las unidades II y III poseen un patrón de estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas, con un rumbo aproximado N-S a NO-SE e inclinaciones que disminuyen progresivamente desde 120° (capas volcadas) hasta inclinaciones subhorizontales. Esta relación entre la estructura y la disposición espacial de las unidades analizadas permite interpretar una deformación contemporánea con la sedimentación, indicando un carácter sin-cinemático para las unidades II y III (Suppe et al. 1992, Vergés et al. 2002, Ghiglione et al. 2002, Poblet 2012,

INDICADORES TECTÓNICOS: UNIDAD III

Discordancias progresivas en la U-III



Modelado Digital de Afloramiento

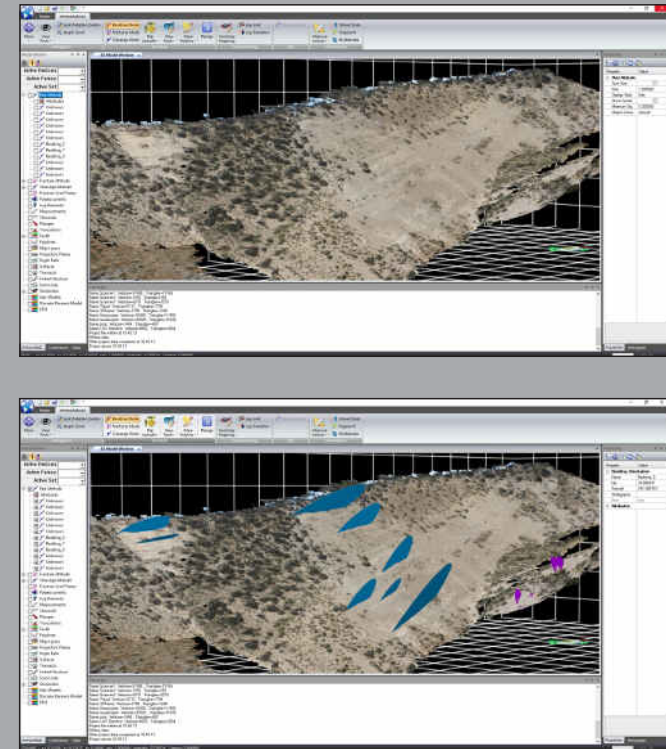


FIGURA 7.4. Discordancias progresivas desarrolladas en la U-III en las adyacencias de la Falla del Río Chubut Medio. En el sector derecho se observa el modelado digital de afloramiento del cual se obtuvieron los datos de inclinación y dirección de inclinación del sector izquierdo. En el sector izquierdo se observan distintas pendientes para las rectas desarrolladas a partir de los datos de inclinación (líneas blancas) de los estratos del perfil P9; estos cambios de pendiente son interpretados como distintos pulsos de basculamiento (T1 a T3). En el gráfico de dirección de inclinación pueden diferenciarse dos grupos de datos, el primero corresponde a capas volcadas.

Bilmes et al. 2013), con respecto a las estructuras del dominio Oriental. La realización de un Modelado Digital de Afloramiento en las adyacencias de la Falla del Río Chubut Medio (Figuras 7.1A y 7.4) permitió analizar en detalle la rotación vertical progresiva de las discordancias según su ubicación estratigráfica. Cabe destacar que no se registraron importantes superficies erosivas en toda la sucesión analizada mediante el Modelado Digital de Afloramiento, por lo que puede asumirse un registro continuo de la sedimentación para la U-III. Se identificaron dos fases de basculamiento (T1 y T3) caracterizadas por una rotación progresiva de las discordancias que delimitan los estratos de crecimiento, separadas por una fase (T2) que evidencia una rotación abrupta en las mismas, con una variación angular de 10° (Figura 7.4). Este análisis permitió además obtener una tasa promedio de rotación vertical de la estructura, la cual posee una rotación máxima de 100° (Figura 7.4; desde capas volcadas inclinando 67° en dirección N 70° hasta capas inclinando 14° en dirección N250). Teniendo en cuenta que la Unidad III se depositó en un lapso de 1,65 ma (Véase capítulo 5), la tasa de rotación vertical promedio es de $0,061^\circ/\text{ka}$ (Figura 7.5). Cabe aclarar que existen diferencias significativas en la tasa de rotación en los sectores inferior y superior de la Unidad III; para el sector inferior, una rotación de 70° fue desarrollada en una duración de 0,65 ma, mientras que el sector superior registra variaciones angulares de 30° en un lapso temporal de 1 ma. Las tasas de rotación pueden estimarse según estos datos en $0,108^\circ/\text{ka}$ para el sector inferior y $0,03^\circ/\text{ka}$ para el superior (Figura 7.5).

Por otro lado, las unidades II y III se disponen de manera no deformada en las adyacencias de las estructuras que componen los dominios Occidental y Central. Por el contrario, los estratos de ambas unidades se encuentran en posiciones horizontales a subhorizontales, apoyando sobre el basamento o sobre unidades previas en relación de *onlap* (Figuras 4.3, 5.3 y 5.4). Esta relación permite interpretar que no hubo deformación contemporánea ni posterior a la depositación de las unidades mencionadas en estos dominios.

Con todo lo anterior, la depositación de las unidades II y III puede considerarse sin-cinemática respecto de las estructuras de 1° Orden (dominio Oriental), y post-cinemática respecto de las estructuras de 2° y 3° Orden (dominios Occidental y Central respectivamente). En el caso de la relación de la sedimentación con las estructuras del dominio Oriental, pudieron identificarse distintas fases de actividad (basculamiento;

INDICADORES TECTÓNICOS

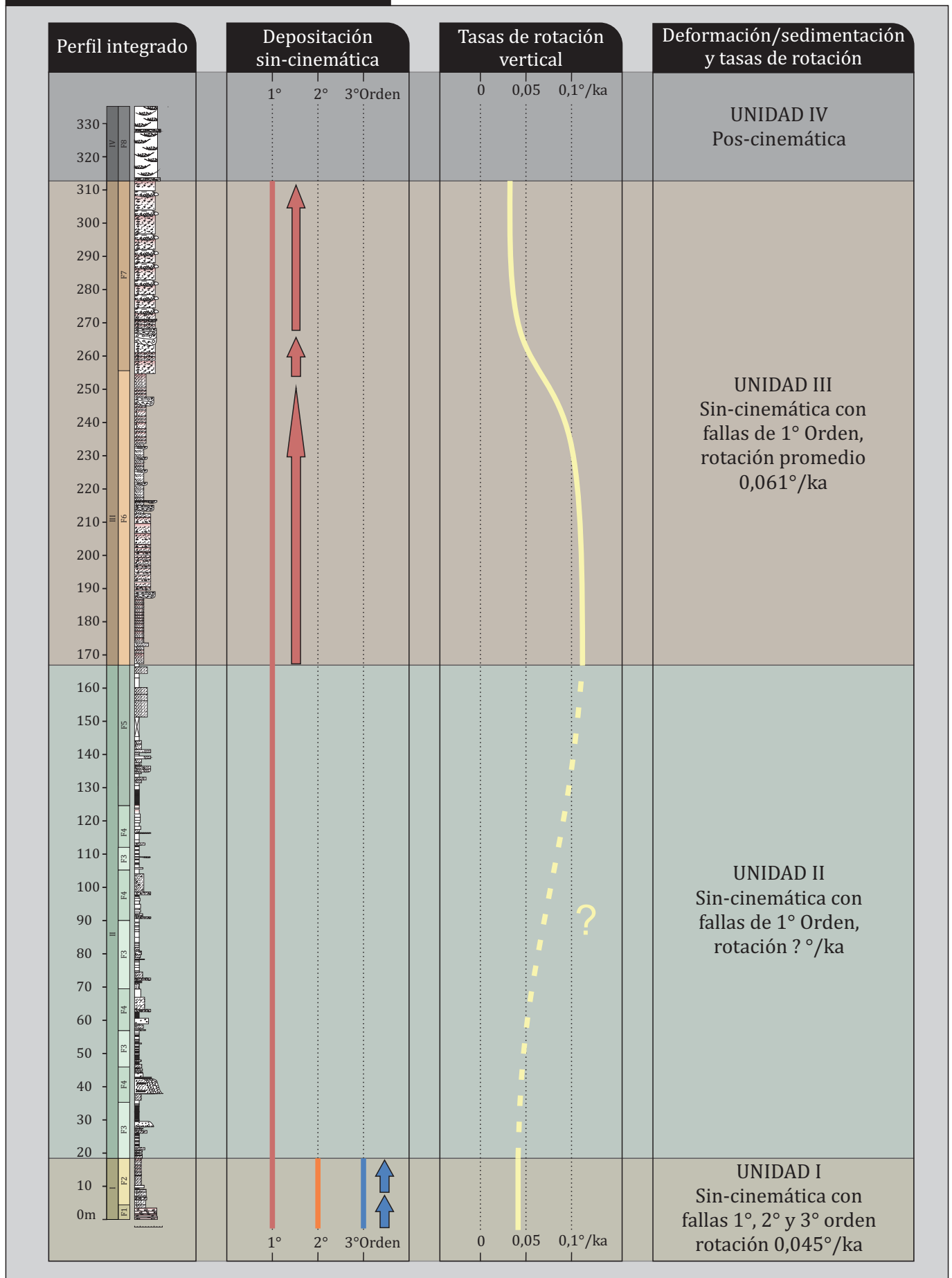


FIGURA 7.5. Indicadores tectónicos. De izquierda a derecha: perfil tipo integrado del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo; actividad sincrónica con la sedimentación para las distintas jerarquías de fallas, tasas promedio de rotación vertical para las distintas estructuras; y resumen del tiempo de actividad de las estructuras de manera sincrónica con la deposición de las diferentes Unidades de acumulación y las tasas promedio de rotación.

Figuras 7.4 y 7.5) de las estructuras sobre la base de estudios de detalle, las cuales serán discutidas posteriormente. Esta deformación progresó según una rotación vertical promedio de $0,061^{\circ}/ka$ (Figura 7.5), diferenciándose una tasa de $0,108^{\circ}/ka$ para el sector inferior y de $0,03^{\circ}/ka$ para el superior.

7.1.3 Unidad IV

La Unidad IV se encuentra vinculada espacialmente con distintas estructuras dentro de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 7.1A). En todos los casos, esta Unidad no se encuentra inclinada ni posee estratos de crecimiento. Por el contrario, yace de manera horizontal a subhorizontal. La falta de deformación y la posición de yacencia horizontal sugieren que la Unidad IV fue depositada posteriormente a la actividad de todas las estructuras presentes en la Cuenca de Paso del Sapo, indicando una naturaleza pos-cinemática para esta unidad (Figura 7.5).

7.2 INDICADORES CLIMÁTICOS

El contexto paleoclimático desarrollado durante el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo será analizado a través del estudio de los paleosuelos. Por un lado, los paleosuelos constituyen uno de los indicadores de mayor confiabilidad en el registro de condiciones y cambios climáticos (Sheldon y Tabor 2009, Tabor y Myers 2015, Varela et al 2018), y por otro lado el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo posee un extenso registro de paleosuelos, que contemplan a las unidades I, II y III (Figura 7.6).

Los paleosuelos son suelos antiguos incorporados en el registro geológico. Se forman en respuesta a interacciones entre la litósfera, hidrósfera, biósfera y atmósfera, pudiendo registrar información física, biológica y química sobre tiempos pasados. En este sentido, los paleosuelos son un importante recurso para realizar reconstrucciones climáticas y ambientales (Tabor y Myers 2015).

A continuación se describirán los paleosuelos tipo para las unidades de acumulación I, II y III. La falta de afloramientos de buena calidad de los escasos paleosuelos presentes en la Unidad IV no permitió realizar análisis de detalle para obtener indicadores paleoclimáticos (Figura 7.6).



FIGURA 7.6. Ubicación y distribución espacial de los paleosuelos que constituyen el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. Se señalan con distintos colores los paleosuelos tipo I (Unidad I), los tipo II (Unidad II), y los tipo III (Unidad III). Ver referencias de los perfiles en las Figuras 6.2 y 6.3.

7.2.1 Unidad I

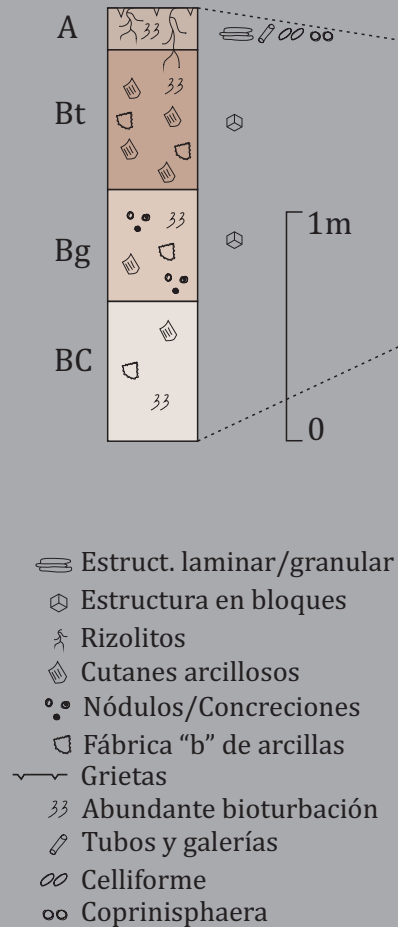
Los paleosuelos de la Unidad I son suelos bien desarrollados y poseen una horizonación bien marcada (Figura 7.7). En general muestran un perfil que puede alcanzar los 2 m de espesor con una secuencia de horizontes A-Bt-Bg-BC, pudiendo estar ausente el horizonte Bg (Figuras 7.7A, 7.7B-1 y 7.7B-2). El horizonte A se caracteriza por poseer abundante bioturbación con desarrollo de canales y cámaras (Figuras 7.7A, y 7.7B-3), rizolitos, trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma*, tubos verticales, grietas de desecación poligonales bien desarrolladas, y una estructura laminar a granular, con espesores de entre 10 y 20 cm. El horizonte Bt (Figura 7.7A y 7.7B-4), con espesores de 20-80 cm, se caracteriza principalmente por la abundancia de cutanes argílicos de iluviación, los cuales desarrollan revestimientos multilaminados de cavidades que eventualmente completan rellenos de las mismas; además posee una estructura en bloques subangulares, bioturbación y fábrica en “b” de las arcillas de tipo granoestriada y reticulada (Figuras 7.7A y 7.7B-6). El horizonte Bg (Figura 7.7A) se caracteriza por la presencia de nódulos anaranjados de Fe-Mn débiles y abundantes (Figura 7.7B-5) y por la presencia reducida de cutanes argílicos de iluviación. Por último, el horizonte BC (Figura 7.7A y 7.7B-2) posee escasos rasgos pedogenéticos mostrando eventuales cutanes de iluviación y bioturbación.

Los macro y microrasgos pedogenéticos mencionados permiten interpretar distintos procesos formadores de suelos (Bullock et al. 1985, Stoops 2003, Tabor y Myers 2015). La bioturbación ha sido un proceso importante ya que incluye diversos organismos y posee una impronta bien desarrollada en distintos horizontes (Stolt y Lindbo 2010). La abundancia de cutanes argílicos en distintos horizontes y el desarrollo eventual de rellenos de cavidades por cutanes multilaminados sugiere un proceso de iluviación intensa (Kühn et al. 2010). Por otro lado las grietas de desecación y la fábrica en “b” de las arcillas indican procesos de expansión-contracción (Kovda y Mermut 2010). Finalmente pueden inferirse procesos de óxido reducción debido a la presencia de nódulos de Fe-Mn (Lindbo et al. 2010).

Los indicadores paleoclimáticos obtenidos sobre la base de geoquímica de elementos mayoritarios en horizontes B (véase Metodología) indican condiciones de

INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS: PALEOSUELOS TIPO I (UNIDAD I)

A. Perfil Tipo del paleosuelo



B. Macro y micro rasgos pedogenéticos

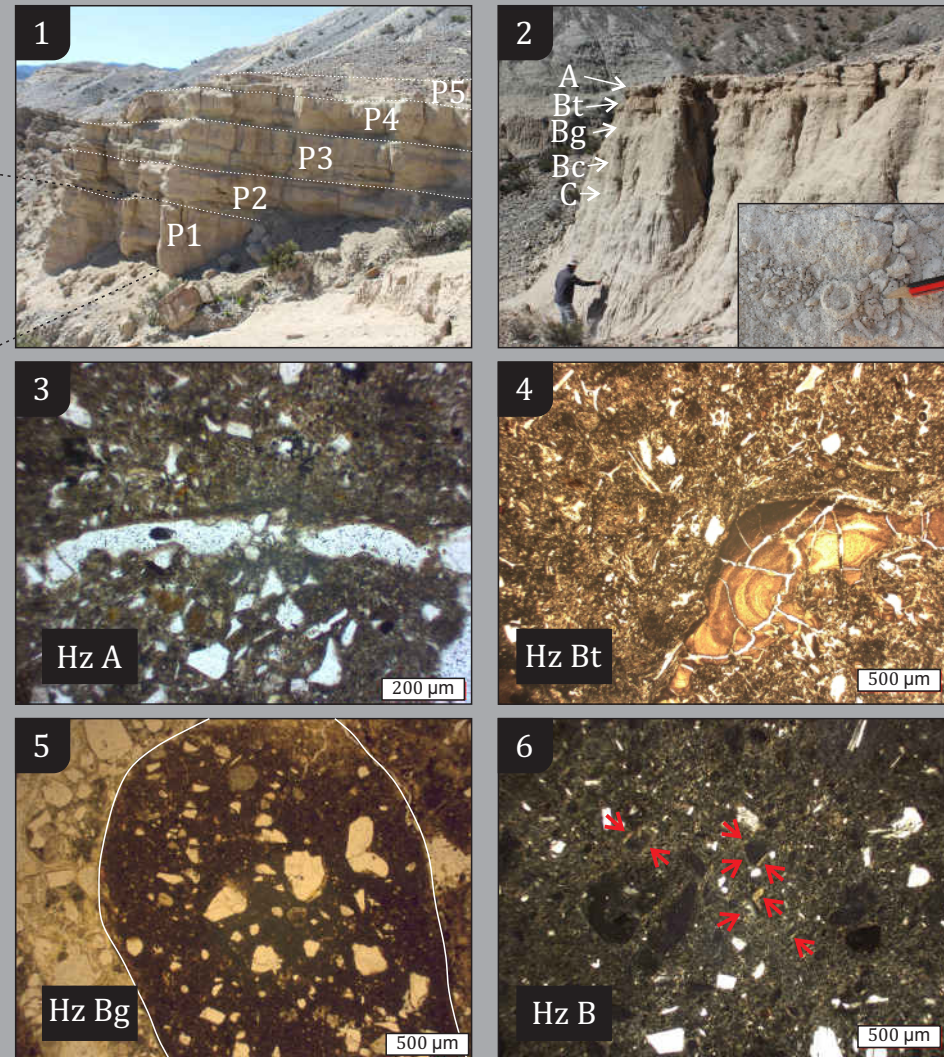


FIGURA 7.7. Principales rasgos de los paleosuelos típicos de la Unidad I. A) En el perfil tipo se observan los principales rasgos pedogenéticos. B) En las fotografías se puede observar (B1) el apilamiento vertical de distintos paleosuelos P1-P5; (B2) La horizonación a mesoescala con un detalle de trazas fósiles asignadas a *Coprinisphaera*; (B3) Canales producto de bioturbación en horizonte A; (B4) Rellenos de cavidades por cutanes arcillosos multilaminados; (B5) Nódulos anaranjados de Fe-Mn; y (B6) Fábrica b granoestriada y reticulada de arcillas (flechas rojas).

precipitación medias anuales (*Mean Annual Precipitation*, MAP) para los paleosuelos de la Unidad I que varían entre 1229 ± 108 mm/año (índice CALMAG), 881 ± 182 mm/año (índice Σ Bases) y 871 ± 235 mm/año (índice Cia-K); y condiciones de paleotemperatura medias anuales (*Mean Annual Temperature*, MAT) de $12^\circ \pm 2,1^\circ$ C (índice PWI) y $12^\circ \pm 4.4^\circ$ C (índice SAL) (Figura 7.10).

Cabe resaltar que dentro de la Unidad I se puede percibir un importante cambio en las precipitaciones y temperaturas medias anuales sobre la base de los análisis geoquímicos mencionados (Figura 7.10). El sector inferior de la Unidad I presenta MAP de 1357 ± 108 mm anuales (índice CALMAG) y MAT de $13^\circ \text{ C} \pm 2,1^\circ \text{ C}$ (PWI), mientras que el sector superior posee MAP de 1110 ± 108 mm anuales (índice CALMAG) y MAT de $11^\circ \text{ C} \pm 2,1^\circ \text{ C}$ (PWI).

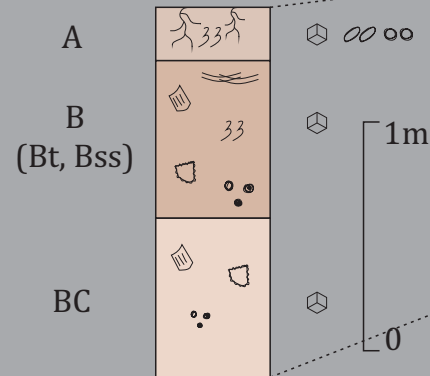
Sobre la base de los rasgos descriptos y procesos pedogenéticos interpretados junto con los análisis geoquímicos se puede indicar que los paleosuelos de la Unidad I registran un paleoclima de tipo templado húmedo subtropical con marcada estacionalidad (Zhang et al. 2016); con precipitaciones promedio de 1229 ± 108 mm anuales y temperaturas medias anuales de $12^\circ \pm 2,1^\circ \text{ C}$ según los indicadores paleoclimáticos más precisos (CALMAG y PWI respectivamente).

7.2.2 Unidad II

Los paleosuelos de la Unidad II muestran un perfil tipo de desarrollo moderado a bueno, con una secuencia de horizontes típica de A-B-BC, pudiendo ser el B de tipo Bt o Bss; con espesores totales de entre 0,4 y 1 m (Figura 7.8A y 7.8B-1). El horizonte A posee abundante bioturbación con desarrollo de canales y cavidades observables al microscopio (Figuras 7.8A y 7.8B-3), rizolitos y trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma*, posee una estructura granular a en bloques y espesores de 5-15 cm. El horizonte B (Figura 7.8A y 7.8) posee espesores de 20-40 cm y presenta estructura de bloques subangulares con desarrollo de cutanes argílicos de iluviación revistiendo poros y cavidades (Figuras 7.8B-4 y 7.8B-5). En ocasiones estos cutanes son abundantes y multilaminados, por lo que pueden definirse como horizontes Bt (Bullock et al. 1985, Stoops 2003). Es común también la presencia de *slickensides* en los horizontes B (Figuras 7.8A y 7.8B-2). Cuando estos son abundantes se puede definir al horizonte como Bss (Bullock et al. 1985, Stoops

INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS: PALEOSUELOS TIPO II (UNIDAD II)

A. Perfil Tipo del paleosuelo



- ⊞ Estructura en bloques
- ✂ Rizolitos
- ≡ Cutanes arcillosos
- Nódulos/Concreciones
- ⌢ Fábrica "b" de arcillas
- ≡ Slickensides
- 33 Abundante bioturbación
- ∞ Celliforme
- ∞∞ Coprinisphaera

B. Macro y micro rasgos pedogenéticos

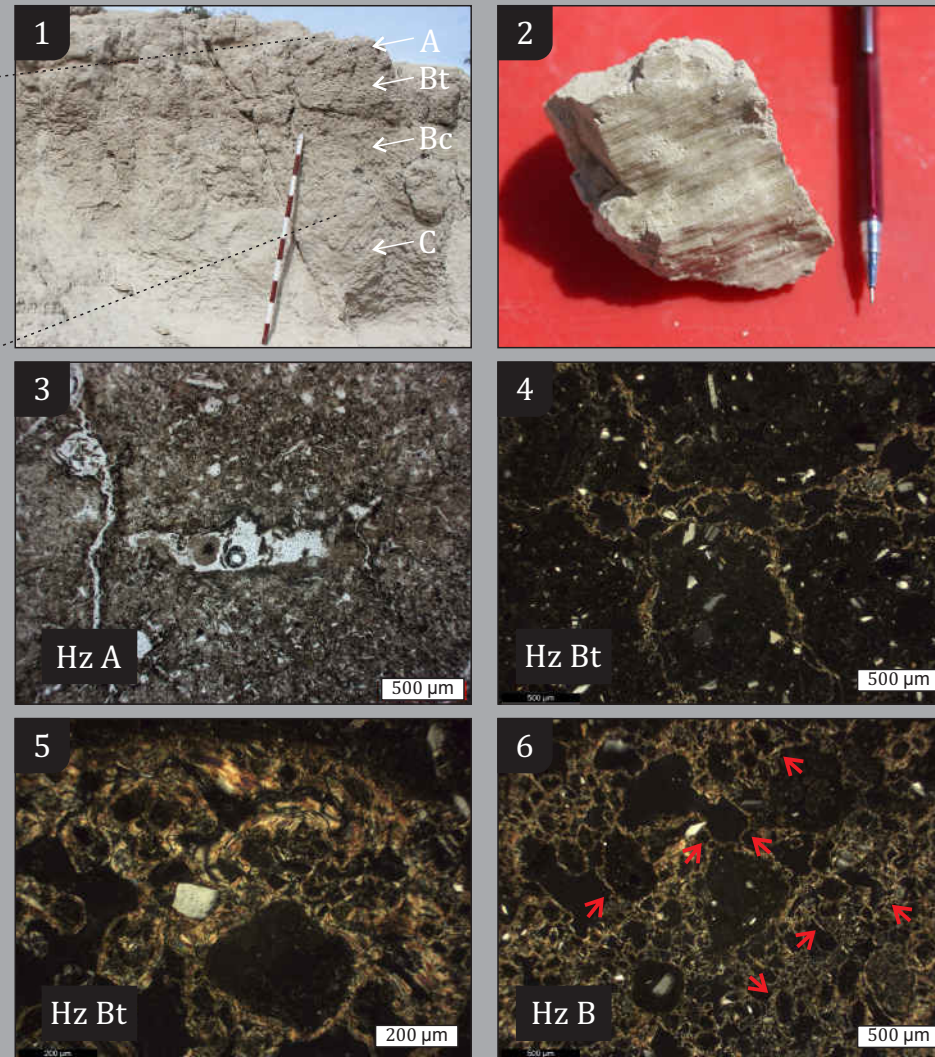


FIGURA 7.8. Principales rasgos de los paleosuelos típicos de la Unidad II. A) En el perfil tipo se observan los principales rasgos pedogenéticos. B) En las fotografías se puede observar (B1) el aspecto a mesoescala del paleosuelo tipo; (B2) Detalle de slickensides de horizonte B; (B3) Canales producto de bioturbación en horizonte A; (B4) Revestimientos de cutanes argílicos laminados en horizonte Bt; (B5) Detalle de cutanes argílicos de iluviación; y (B6) Fábrica b granoestriada y reticulada de arcillas (flechas rojas)

2003). Por otro lado es común la presencia de nódulos de Fe-Mn negros. Otro rasgo que se puede identificar frecuentemente es la presencia de fábrica en “b” de las arcillas, dispuesta en ocasiones de manera granoestriada y reticulada (Figura 7.8B-6). El horizonte BC (Figura 7.8A) posee espesores de 20-50 cm y muestra escaso desarrollo de rasgos pedogenéticos, pudiendo registrarse eventualmente la presencia de estructura en bloques, cutanes argílicos de iluviación o nódulos de Fe-Mn. Cabe destacar que eventualmente el horizonte B posee escasa presencia de carbonatos.

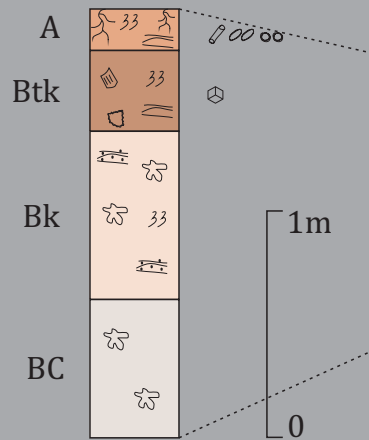
Para los rasgos macro y micromorfológicos descritos, distintos procesos pedogenéticos pueden ser interpretados (Bullock et al. 1985, Stoops 2003, Tabor y Myers 2015). La bioturbación es uno de los procesos evidenciados a través de las trazas fósiles y de los rizolitos identificados (Stolt y Lindbo 2010); por otro lado, el proceso de iluviación de arcillas es común, mostrando en ocasiones revestimientos multilaminados (Figura 7.8B-4; Kühn et al. 2010). La presencia de procesos de expansión-contracción está evidenciada por la presencia de *slickensides* y la fábrica en “b” de las arcillas (Kovda y Mermut 2010). La presencia de nódulos de Fe-Mn es indicativa de procesos de óxido-reducción. Finalmente la escasa presencia de carbonatos sugiere procesos de disolución - precipitación de estas sales (Lindbo et al. 2010).

Los resultados de análisis químicos efectuados sobre horizontes B indican condiciones promedio de paleotemperatura y paleoprecipitaciones menores que para los paleosuelos de la Unidad I (Figura 7.10). Las MAP se ubican entre 1056 ± 108 mm/año (índice CALMAG), 777 ± 182 mm/año (índice Σ Bases) y 802 ± 235 mm/año (índice Cia-K); y las MAT indican temperaturas de $11^\circ \pm 2,1^\circ$ C (índice PWI) y $10^\circ \pm 4.4^\circ$ C (índice SAL; Figura 7.10).

Sobre la base de los rasgos y procesos pedogenéticos junto con los indicadores geoquímicos más precisos, se puede interpretar un paleoclima estacional de tipo templado húmedo subtropical (Zhang et al. 2016), con precipitaciones y temperaturas medias anuales de 1056 ± 108 mm/año y $11^\circ \pm 2,1^\circ$ C (indicadores CALMAG y PWI respectivamente).

INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS: PALEOSUELOS TIPO III (UNIDAD III)

A. Perfil Tipo del paleosuelo



- ⊞ Estructura en bloques
- ⊞ Cutanes arcillosos
- 33 Abundante bioturbación
- ✠ Rizolitos
- ⊞ Muñecos de tosca
- ≡ Carbonatos pedogenéticos
- ⊞ Fábrica "b" de arcillas
- ∞ Celliforme
- ∞ Coprinisphaera
- ✎ Tubos y galerías

B. Macro y micro rasgos pedogenéticos

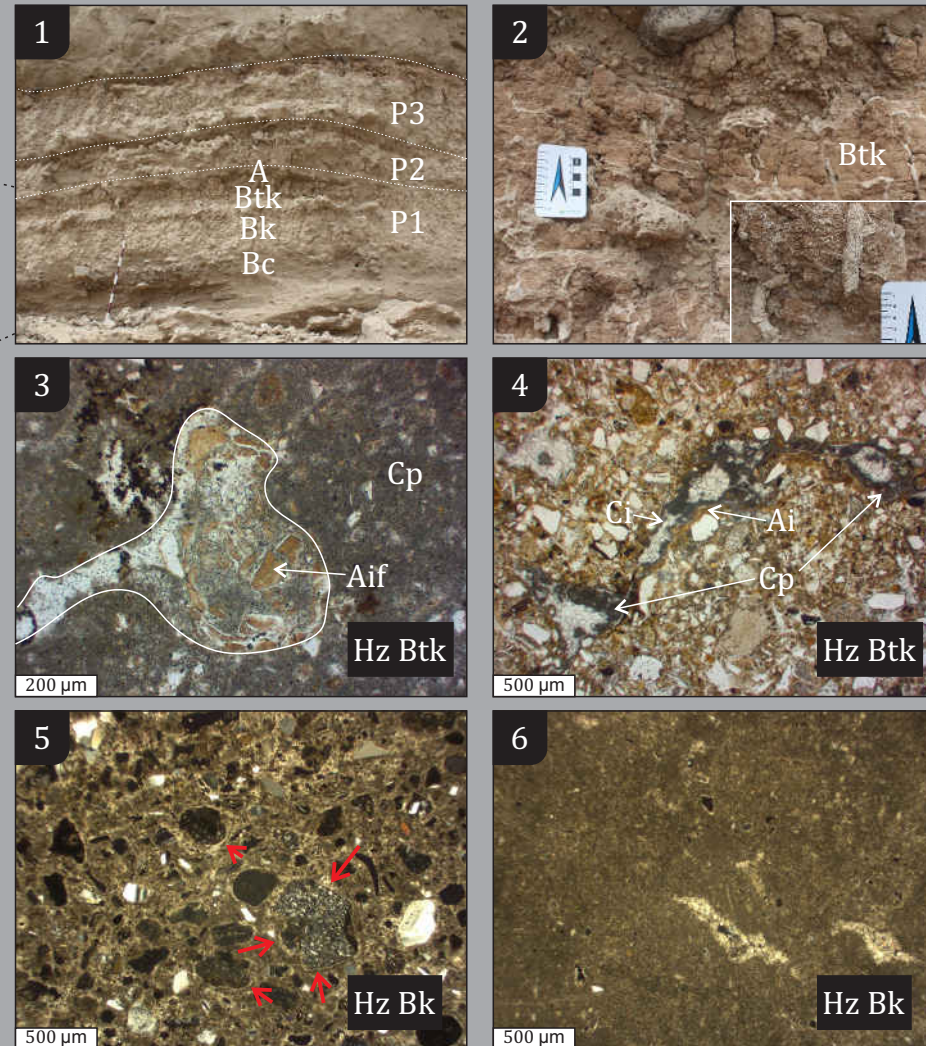


FIGURA 7.9. Principales rasgos de los paleosuelos típicos de la Unidad III. A) En el perfil tipo se observan los principales rasgos pedogenéticos. B) En las fotografías se puede observar (B1) el apilamiento vertical de distintos paleosuelos P1-P3 con su horizonación; (B2) Detalle del horizonte Btk a mesoescala donde se destaca la presencia de rizoconcreciones; (B3) Cámara y canal rellenos con fragmentos de arcilla iluvial producto de bioturbación (Aif), y presencia de carbonato pulverulento en la matriz del suelo (Cp); (B4) Revestimientos de cavidades por arcilla iluvial (Ai) y carbonato iluvial (Ci), en una matriz de suelo con abundancia de carbonato pulverulento; (B5) Revestimientos de granos con carbonato iluvial (flechas rojas) y presencia de fábrica "b" carbonática cristalítica; y (B6) Horizonte Bk con abundante carbonato pulverulento en la masa fundamental, y revistiendo y rellenando cavidades.

7.2.3 Unidad III

Los paleosuelos de la Unidad III muestran un perfil tipo compuesto por una secuencia de horizontes A-Btk-Bk-BC (Figura 7.9A y 7.9B-1) con espesores de entre 0,5 y 2 m. El horizonte A (10-15 cm) posee abundante bioturbación (Figura 7.9A, 7.9B-2 y 7.9B-3), con presencia de cámaras y canales microscópicos, presencia de rizolitos y trazas asignadas a *Coprinisphaera* y *Celliforma*, además posee una estructura granular a en bloques y abundantes rizoconcreciones de carbonatos que en ocasiones alcanzan los horizontes B (Figura 7.8B-2). El horizonte Btk posee espesores de 20-50 cm, presenta colores rojizos otorgados por la presencia de cutanes argílicos como revestimientos de cavidades y poros que en ocasiones presentan una disposición multilaminada (Figura 7.8A y 7.8B-4); este horizonte posee estructura en bloques subangulares y fábrica en “b” de las arcillas eventualmente granoestriada (Figura 7.8B-5). Además posee revestimientos menos abundantes de carbonatos los cuales se disponen revistiendo poros y granos (Figura 7.8B-4). El horizonte Bk posee espesores de entre 30 y 90 cm y posee abundante concentración de carbonatos (Figuras 7.8A, 7.8B-5 y 7.8B-6), tanto revistiendo poros y cavidades como dispuesto en la matriz del suelo (carbonato pulverulento). Por último, el horizonte BC posee escasos rasgos pedogenéticos como presencia de carbonatos y eventuales rizoconcreciones (Figura 7.8A).

Los estudios pedogenéticos a meso y microescala indican la presencia de distintos procesos pedogenéticos (Bullock et al. 1985, Stoops 2003, Tabor y Myers 2015). La bioturbación es un proceso abundante evidenciado por las trazas y los rizolitos (Stolt y Lindbo 2010). Por otro lado, la presencia de cutanes argílicos y de carbonatos indican procesos iluviales (Kühn et al. 2010). El proceso más relevante es la presencia de abundantes carbonatos, tanto en revestimientos como en la matriz, indicando disolución - precipitación de las sales. Por otro lado la fábrica en “b” de las arcillas indica procesos de expansión - contracción (Kovda y Mermut 2010).

Las estimaciones paleoclimáticas basadas en análisis químicos de horizontes B indican condiciones de paleotemperatura y paleoprecipitaciones menores que para los paleosuelos de las unidades I y II. Las MAP se ubican entre 677 ± 108 mm/año (índice CALMAG), 663 ± 182 mm/año (índice Σ Bases) y 613 ± 235 mm/año (índice Cia-K); y las MAT indican temperaturas de $10^\circ \pm 2,1^\circ$ C (índice PWI) y $10^\circ \pm 4,4^\circ$ C (índice SAL; Figura 7.10).

INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS: MAP Y MAT

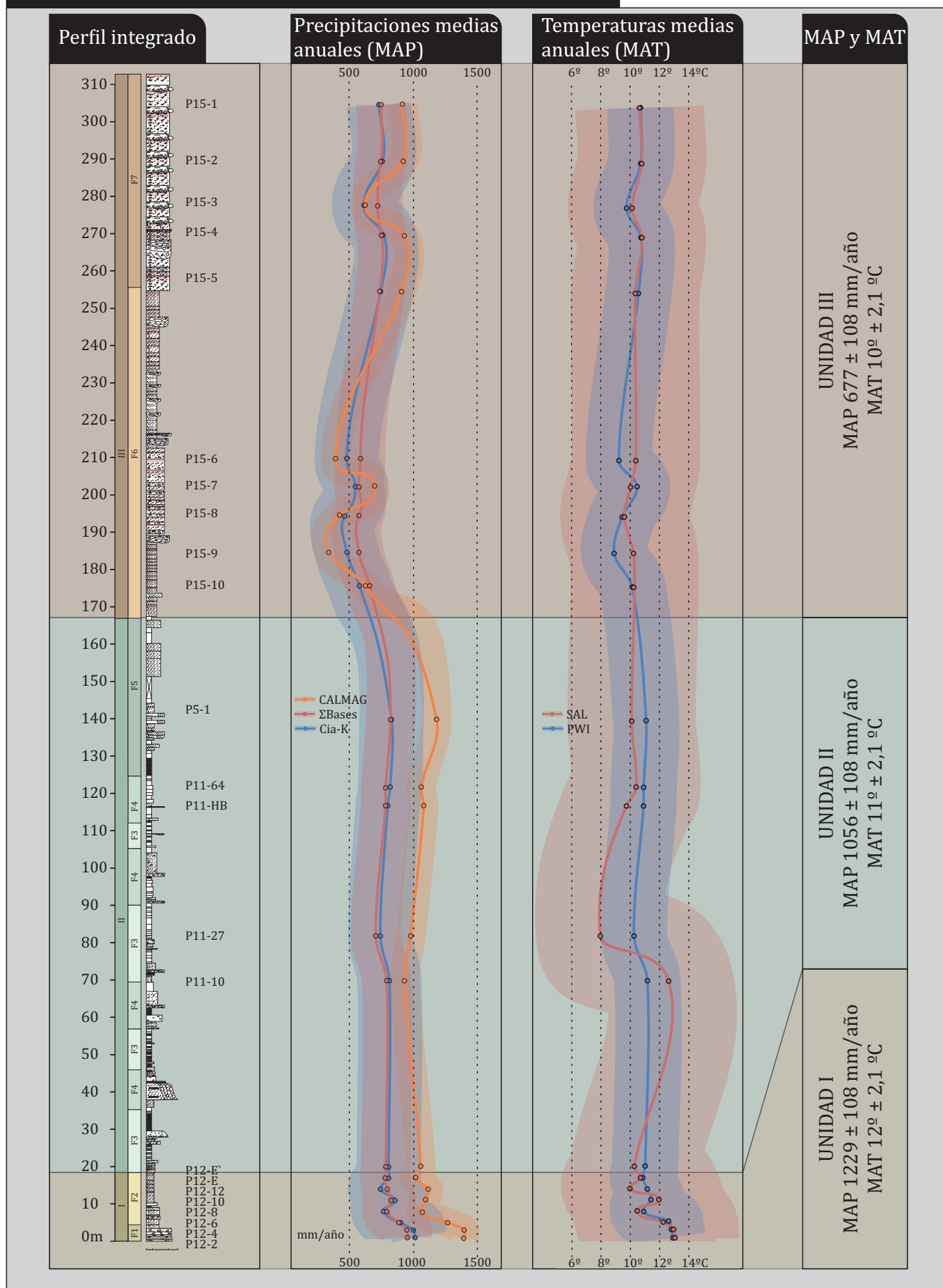


FIGURA 7.10. Indicadores paleoclimáticos en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. En la figura puede observarse un perfil tipo del relleno de la Cuenca con la ubicación del muestreo de horizontes B; columnas que muestran de manera continua las variaciones en las Precipitaciones Medias anuales (MAP; índices y errores en mm/año: CALMAG ± 108, ΣBases ± 182, Cia-K ± 235) y Temperaturas Medias Anuales (MAT; índices y errores en °C: PWI ± 2,1°, SAL ± 4,4°), y finalmente un resumen de las condiciones paleoclimáticas para las Unidades de relleno I, II y III.

Vale resaltar que existen importantes diferencias entre los indicadores paleoclimáticos de los sectores inferior y superior de la Unidad III (Figura 7.10). Por un lado los paleosuelos del sector inferior indican MAP y MAT de 513 ± 108 mm/año (índice CALMAG) y $10^{\circ} \pm 2,1$ C (índice PWI); mientras que para el sector superior señalan MAP de 841 ± 108 mm/año (índice CALMAG) y temperaturas medias anuales de $11^{\circ} \pm 2,1^{\circ}$ C (índice PWI). Siguiendo la clasificación propuesta por Zhang et al. (2016) ambos paleoclimas pueden denominarse como climas templados húmedos y subtropicales. Para el caso del sector inferior, sin embargo, el parámetro de aridez propuesto por Koppen et al. (1923) indica valores de 12.02 los cuales están cercanos o incluso dentro del rango de valores asignados a climas áridos de estepa (climas áridos poseen valores del parámetro de aridez menores a 10,4 según Zhang et al. 2016, y menores a 13,6 según Koppen 1923, Peel et al. 2007).

Por lo anteriormente mencionado, los rasgos y procesos pedogenéticos junto con los indicadores paleoclimáticos analizados para la Unidad III sugieren condiciones de climas estacionales, con precipitaciones medias anuales de 677 ± 108 mm/año y temperaturas medias anuales de $10^{\circ} \pm 2,1^{\circ}$ C; lo cual permite clasificar al clima como templado húmedo subtropical (Zhang et al. 2016), con estaciones secas bien marcadas evidenciadas por condiciones de aridez registradas en el sector inferior de la unidad (Koppen 1923, Peel et al. 2007, Zhang et al. 2016).

7.3 INDICADORES DE APOORTE VOLCÁNICO

Como se mencionó previamente (Véase Capítulo 6, modelos de facies), el material volcaniclástico constituye una importante proporción de los sedimentos que componen el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. Para evaluar la importancia del aporte volcánico sobre el relleno de la cuenca, en el presente apartado se realizará un análisis cuantitativo del aporte de material volcaniclástico en términos volumétricos y de tasas de aporte, agregando además parámetros importantes para definir la naturaleza del aporte volcaniclástico como la presencia de depósitos primarios y características texturales de la componente volcaniclástica de los depósitos primarios y retrabajados. Estos parámetros han sido utilizados en numerosas contribuciones que abordaron el análisis del aporte

volcaniclástico en la sedimentación (Smith 1986, Smith 1987, Smith 1988, Smith 1991, Critelli e Ingersoll 1995, Critelli et al 2002, Di Capua et al. 2016).

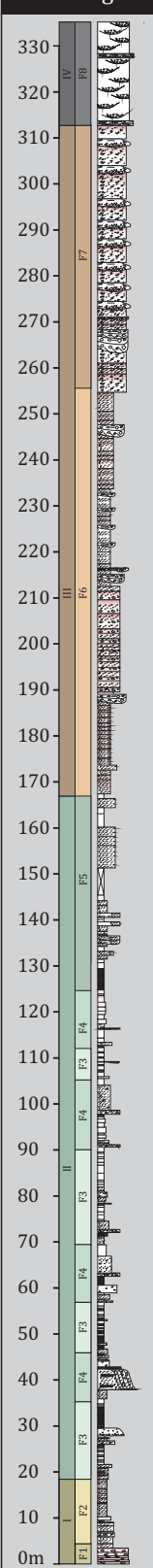
7.3.1 Unidad I

Esta unidad se compone casi exclusivamente de depósitos conglomerádicos y arenosos tabulares, mal seleccionados y matriz sostén depositados en sistemas aluviales de reducida extensión (Véase Capítulo 6). El análisis composicional (véase Metodología) indica que los depósitos poseen una composición mixta volcaniclástica-epiclástica, con un dominio de la primera, en proporciones promedio de 76,5% de material volcaniclástico (pómez, trizas vítreas y cristaloclastos) y 23,5% de material epiclástico monomítico conformado por clastos de basamento adyacente (mayormente areniscas cuarzosa de las sedimentitas maastrichtiano-danianas; véase Capítulo 6). Los componentes epiclásticos conforman el esqueleto de las facies mientras que la componente volcaniclástica domina ampliamente la composición de la matriz. Existe un dominio de trizas vítreas que preservan sus vértices, mostrando diferentes geometrías (monoaxonas, biaxonas, triaxonas, poliaxonas) siempre angulosas y bien preservadas. Por otro lado los pómez poseen poco grado de redondeamiento y se encuentran frecuentemente muy vesiculados con cavidades elongadas y redondeadas, mostrando, en orden decreciente de abundancia, cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíboles. Las trizas y pómez constituyen, en promedio, un 57,5 % del total. Es común la presencia de cristaloclastos que se componen de manera similar a los cristales de los pómez: plagioclasas (6,5%), cuarzo (6,17%), sanidina (6,3%), biotita y anfíbol en orden decreciente de ocurrencia (Figuras 7.11, 7.11A, 7.11B y 7.12).

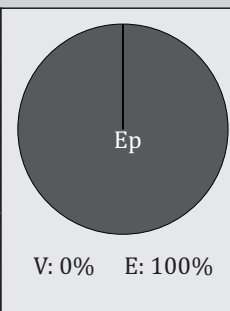
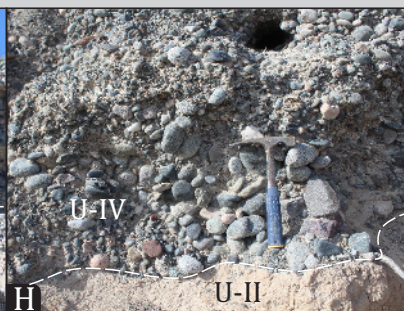
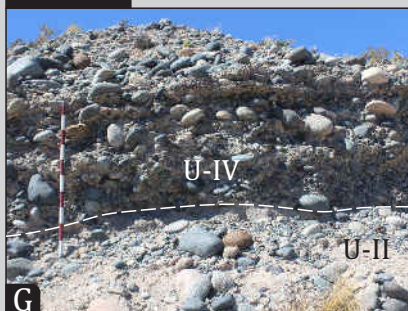
La Unidad I posee eventualmente el desarrollo de litologías que pueden asignarse a material volcaniclástico primario de caída (Figura 7.13). Estos depósitos poseen una textura clasto sostén y son bien seleccionados. Poseen granulometría pelítica, compuesta por trizas vítreas angulosas bien preservadas y fragmentos pumíceos muy vesiculados. Además es común la presencia de cristaloclastos, con dominio de plagioclasas, cuarzo, sanidina, biotita y anfíbol. Estos rasgos permiten clasificar a los depósitos como tobas finas o chonitas según su textura, como tobas vítreas según su composición, y como depósitos de caída según su interpretación genética (Schmid 1981). Los componentes

INDICADORES DE APOORTE VOLCANICLÁSTICO: COMPOSICIÓN

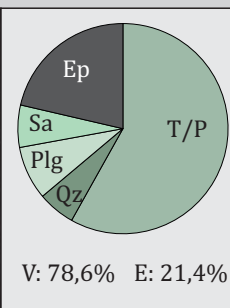
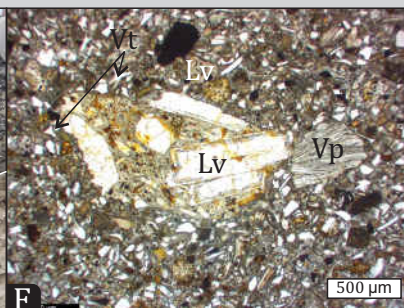
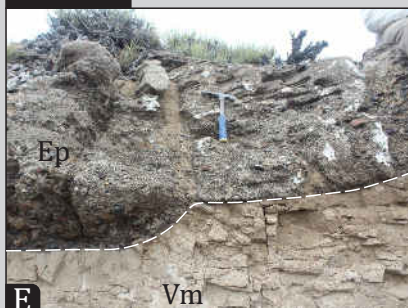
Perfil integrado



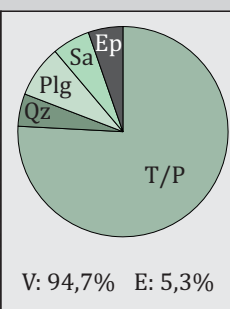
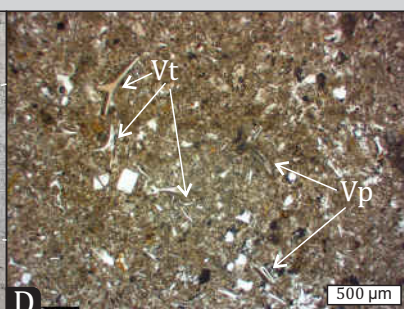
Unidad IV



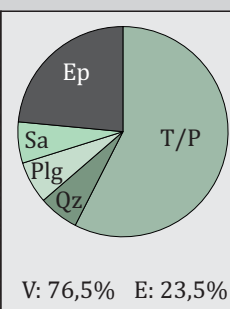
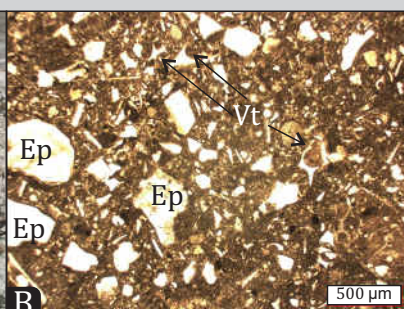
Unidad III



Unidad II



Unidad I



Referencias

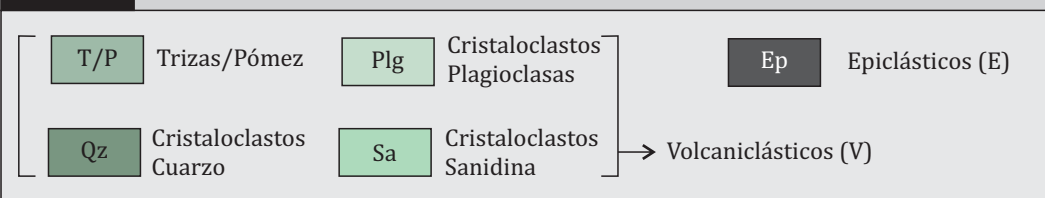


FIGURA 7.11. Principales rasgos composicionales de las unidades de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo. A la izquierda de la imagen puede observarse el perfil tipo del relleno. La Unidad I muestra a meso y microescala, (A) y (B) respectivamente, una composición mixta, con dominio de componentes volcaniclásticos (Vm: matriz volcaniclástica, Vt: trizas vítreas) sobre epiclásticos (Ep). La Unidad II presenta una composición similar con una componente volcaniclástica más abundante, (C) Nivel con concentración de pómez (Vp) y (D) componentes volcaniclásticos microscópicos (Vt: trizas vítreas y Vp: fragmentos pumíceos). La Unidad III (E y F) posee también una composición mixta con dominio de volcaniclásticos (Vm: matriz volcaniclástica, Vp: fragmentos pumíceos, Vt: trizas vítreas) sobre epiclásticos (Lv: litos volcánicos). La Unidad IV (G y H) posee una composición exclusivamente epiclástica. En el extremo derecho de la Figura se observan los diagramas composicionales destacándose la participación de los componentes volcaniclásticos y epiclásticos.

volcaniclásticos presentes tanto en las tobas de caída como en la matriz de los depósitos retrabajados poseen características similares.

La Unidad I posee un espesor promedio de 15 m y un área proyectada de 130,6 km², constituyendo un volumen de sedimentos estimado en ~ 2 km³ (Véase sección 3.3.3 de Metodología). Considerando que la componente volcaniclástica representa en promedio un 76,5% de los depósitos, puede estimarse un volumen de material volcaniclástico de $\sim 1,5$ km³ (Figuras 7.11 y 7.13). Por otro lado, las tasas de sedimentación sugieren que el material volcaniclástico-epiclástico fue depositado a razón de 6,6 cm cada 1000 años (Figuras 7.12 y 7.13).

7.3.2 Unidad II

La Unidad II se compone en su gran mayoría de depósitos arenosos y pelíticos que componen ambientes lacustres-deltaicos (Véase Capítulo 6). El análisis composicional (véase Metodología) indica que para estas litologías la proporción de material volcaniclástico es muy abundante, si bien poseen una composición mixta volcaniclástica-epiclástica, la componente volcánica representa en promedio un 94,66% (pómez, trizas vítreas y cristaloclastos), siendo el restante 5,34% la componente epiclástica representada mayormente por líticos sedimentarios y volcánicos subredondeados a redondeados (véase Capítulo 6). La naturaleza de los componentes volcaniclásticos está representada por un dominio de trizas vítreas de distintas geometrías con moderado grado de preservación, de tamaño pelítico, la presencia de fragmentos pumíceos vesiculados y redondeados que pueden alcanzar tamaños de hasta 2 cm y eventualmente hasta 8 cm. Las trizas y los pómez constituyen, en promedio, un 75,86% de las litologías que componen la Unidad II. En menor proporción se encuentra presentes cristaloclastos de plagioclasas (8%), cuarzo (5%), sanidina (5,83%), biotita y anfíboles (Figuras 7.11, 7.11C, 7.11D y 7.12).

Por otro lado, la Unidad II del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo posee eventualmente facies que pueden ser interpretadas como depósitos volcaniclásticos de caída primarios (Figura 7.13). Estos niveles tobáceos poseen espesores de entre 0,1 y 0,6 m, son bien seleccionados y de textura clasto sostén. Se componen de trizas vítreas y de fragmentos pumíceos, ambos muy bien preservados. Las trizas vítreas presentan

geometrías angulosas de distinta naturaleza (monoaxonas, biaxonas, triaxonas, poliaxonas) y tamaños pelíticos, mientras que los pómez poseen escaso grado de redondeamiento y alto grado de vesiculación con vesículas redondeadas y elongadas, alcanzando tamaños de arena muy fina. Es común la presencia de cristaloclastos, los cuales se encuentran fragmentados y con bordes angulosos, domina la plagioclasa que comúnmente presenta zonación, seguida del cuarzo y sanidina, y en baja proporción aparecen cristales de biotita y anfíbol. Las características de estas facies permiten clasificarlas como tobas finas y tobas según su textura, como tobas vítreas según su composición, y como depósitos de caída según su interpretación genética (Schmid 1981).

La estimación volumétrica (véase Metodología) para esta unidad de acumulación es de $\sim 16,9 \text{ km}^3$ de sedimentos (espesor promedio de 60 m y área proyectada de 282 km^2). Considerando una proporción promedio del 94,66 % de componente volcaniclásticos, el volumen de material de esta naturaleza es de 16 km^3 (Figuras 7.11 y 7.13). El análisis de las tasas de sedimentación indica que el volumen de sedimentos volcaniclásticos-epiclásticos fue depositado a un promedio de 5,2 cm cada 1000 años (Figuras 7.12 y 7.13). Cabe resaltar que las tasas de sedimentación poseen importantes variaciones respecto de la tasa promedio, pudiéndose reconocer la presencia de un comportamiento cíclico, con alternancia de tres periodos de tasas relativamente bajas (5,5 cm/Ka, 4,4 cm/ka y 5,2 cm/ka), intercalados con dos periodos de tasas relativamente altas (8,5 cm/ka y 6,2 cm/ka; Figura 7.12). Estas variaciones serán retomadas en capítulos subsiguientes.

7.3.3 Unidad III

La Unidad III se compone mayormente de depósitos tabulares y lenticulares gravosos y arenosos que constituyen ambientes aluviales volcaniclásticos (véase Capítulo 6). En estas facies, la composición (véase Metodología) es mixta volcaniclástica-epiclástica, con dominio de la primera por sobre la segunda, con proporciones promedio de 78,62% (pómez, trizas vítreas y cristaloclastos) de volcaniclastos y 21,38% de epiclastos de distintas composición. La componente volcaniclástica constituye la gran mayoría de la matriz de los depósitos conglomerádicos y arenosos. Se compone de trizas vítreas con moderada preservación, angulosas y de tamaños pelíticos, y de fragmentos pumíceos subredondeados altamente vesiculados que alcanzan tamaños de 2 a 10 cm;

INDICADORES DE APORTE VOLCANICLÁSTICO: TASAS DE SEDIMENTACIÓN

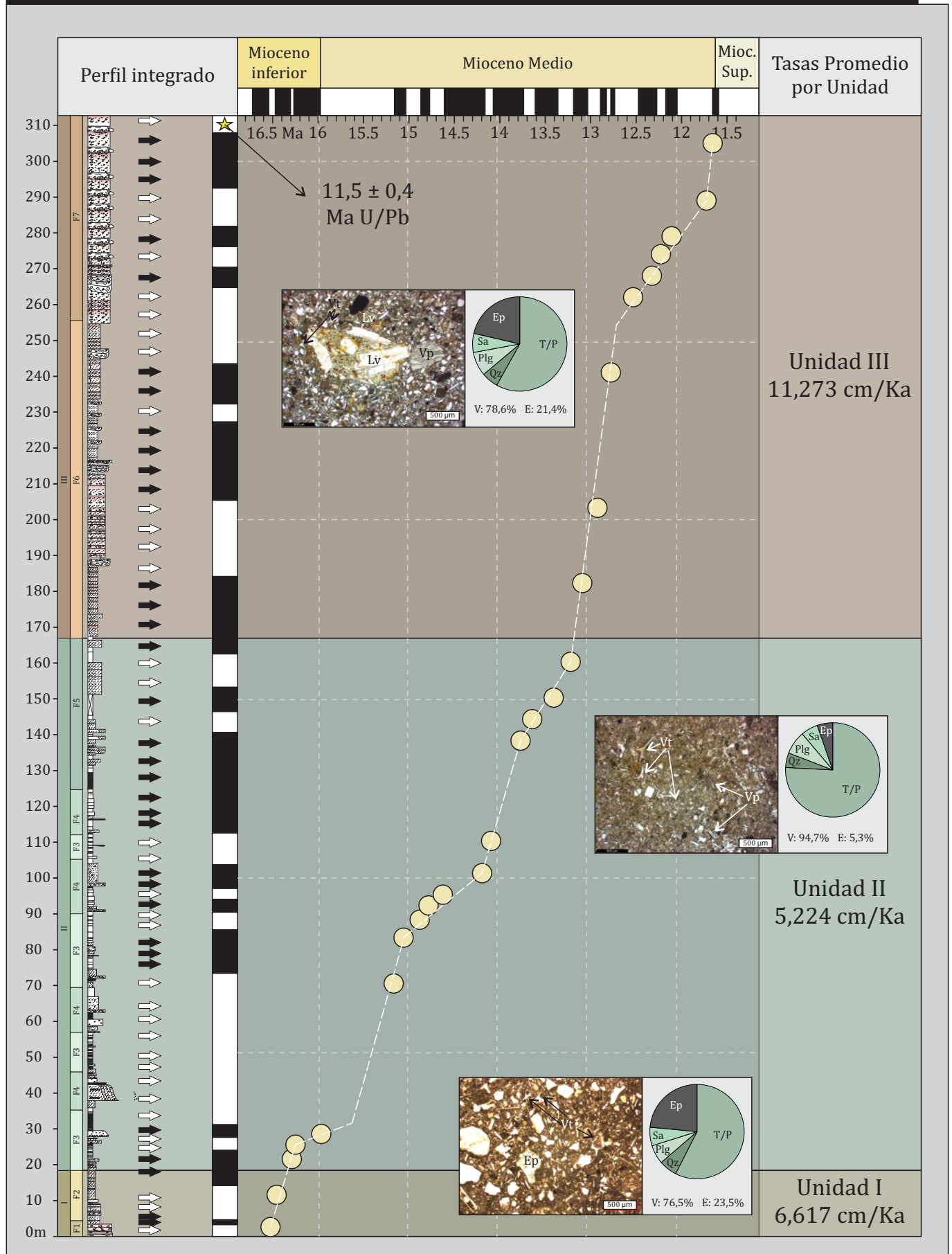


FIGURA 7.12. Tasas de sedimentación para el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo (Unidades I, II y III), obtenidas a partir de la comparación de las edades obtenidas mediante los métodos geocronológicos, con los espesores de la comuna integrada del relleno de la cuenca. En recuadros se ubican los principales rasgos composicionales representados en la Figura anterior (ver referencias y ubicación en la Figura 7.11)

ambos componentes poseen una concentración promedio de 58,12%. Además se observan cristaloclastos de plagioclasas (8,25%), cuarzo (5,75%), sanidina (6,5%), biotita y anfíbol (Figuras 7.11, 7.11E, 7.11F y 7.12). Cabe destacar que, dentro de la Unidad III, existen importantes diferencias composicionales respecto del sector inferior y superior de la misma. El sector inferior muestra una componente volcaniclástica promedio de 89,5% (70,5% de pómez y trizas, 7,5% de cristaloclastos de plagioclasas, 5,5% de cristaloclastos de cuarzo y 6% de cristaloclastos de sanidina) y una epiclástica de 10,5% dominada por líticos sedimentarios y volcánicos subredondeados; mientras que el sector superior posee un 75% de material volcaniclástico (54% de pómez y trizas, 8,5% de plagioclasas, 5,83% de cristaloclastos de cuarzo y 6,67% de cristaloclastos de sanidina) y un 25% de material epiclástico dominado por líticos monomícticos de basamento adyacente (volcanitas jurásicas de la Formación Lonco Trapial o areniscas cuarzosas de la Formación Paso del Sapo).

La Unidad III posee, al igual que la Unidad II, la participación eventual de depósitos piroclásticos primarios (Figura 7.13). Se trata de niveles de 0,2 a 0,5 m de espesor compuestos por facies con buena selección, clasto sostén, con abundantes componentes volcaniclásticos y en menor proporción cristaloclastos. Los primeros se componen de trizas vítreas bien preservadas, angulosas, con distintas geometrías (monoaxonas, bizaxonas, triaxonas, poliaxonas) de tamaño pelítico y de fragmentos pumíceos altamente vesiculados, con vesículas redondeadas y elongadas, que alcanzan tamaños de arena muy fina a fina. En baja proporción se presentan cristaloclastos, que se componen, en orden decreciente de abundancia, por plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita y anfíbol. Estos rasgos permiten clasificar a las facies mencionadas como tobas y tobas finas por su textura, tobas vítreas por su composición y tobas de caída por su interpretación genética (Schmid 1981).

La unidad III posee un espesor promedio de 70 m y fue acumulada en un área proyectada de 385 km², lo cual permite estimar un volumen de material de ~27 km³ (véase Metodología). Considerando una participación relativa de la componente volcaniclástica de 78,62%, el volumen de material volcaniclástico aportado sugiere valores de 21,2 km³ (Figuras 7.11 y 7.13). Las tasas de sedimentación indican que este volumen de material fue sedimentado a razón promedio de 11,3 cm cada 1000 años (Figuras 7.12 y 7.13). Vale destacar que las tasas de sedimentación muestran variaciones

INDICADORES DE APOORTE VOLCANICLÁSTICO

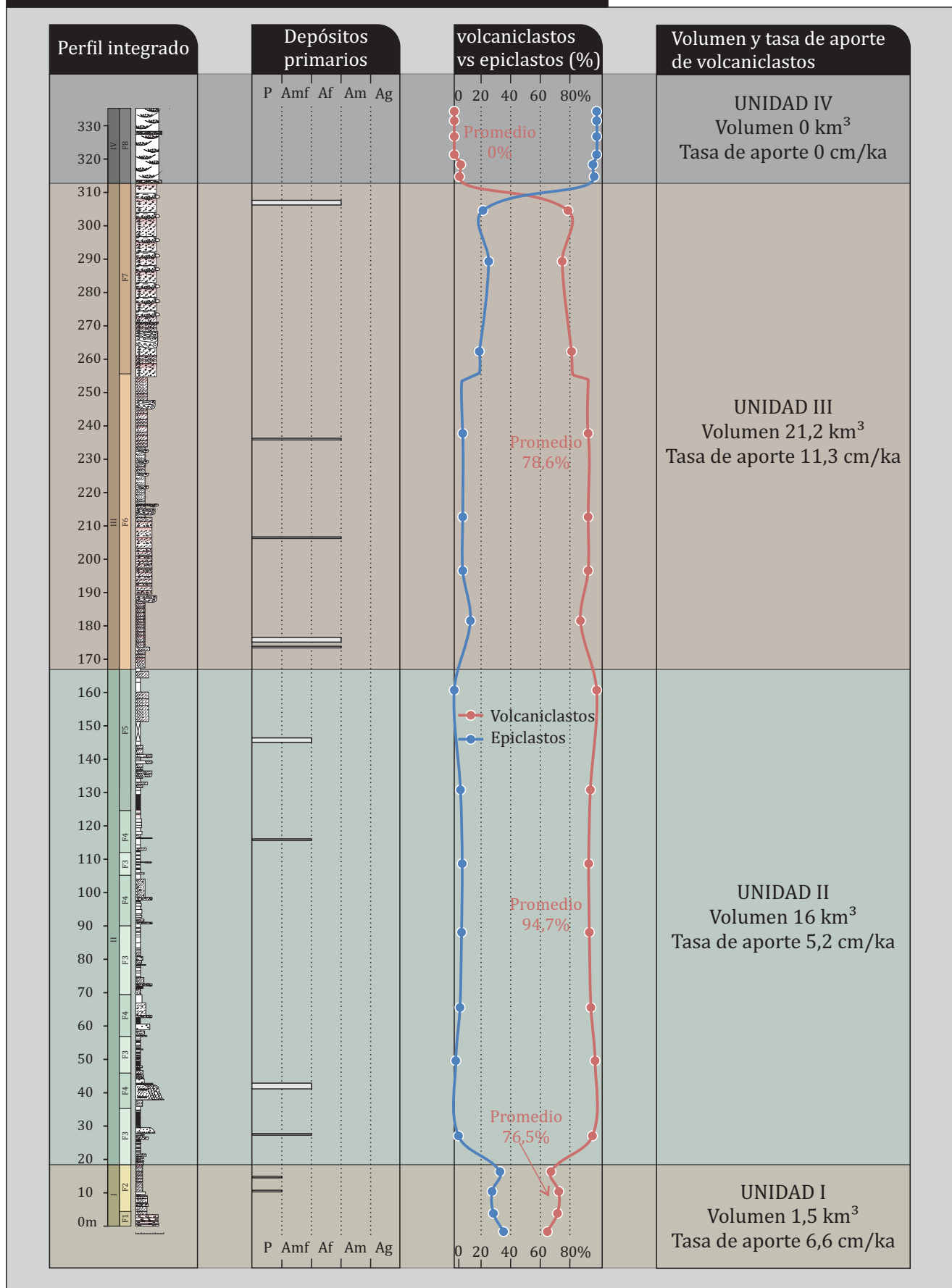


FIGURA 7.13. Indicadores de aporte volcánico. De izquierda a derecha puede observarse el perfil tipo de las cuatro unidades de acumulación de la Cuenca de Paso del Sapo (ver referencias en Figuras 6.2 y 6.3); la presencia de depósitos volcánicos primarios y su granulometría (P: pelíticos, Amf: arena muy fina, Af: Arena fina, Am: Arena media y Ag: Arena gruesa); el porcentaje de componentes volcánicos vs epiclastos en los depósitos reabajados; y el volumen y tasa de sedimentación del material volcánico para cada Unidad.

considerables respecto de la tasa promedio, pudiéndose diferenciar dos periodos de una tasa relativamente alta (15 cm/ka y 12,7 cm/ka) separados por un periodo intermedio de tasa relativamente baja (4,8 cm/ka; Figura 7.12). Estas variaciones serán retomadas en capítulos subsiguientes.

7.3.4 Unidad IV

La Unidad IV no posee componentes volcanoclásticos (Figuras 7.11, 7.11G y 7.11H). Se compone exclusivamente de depósitos epiclásticos dominados por líticos volcánicos, con dominio de facies gravosas asignadas a ambientes fluviales de carga de fondo predominantemente gravosa (véase Modelo de Facies). Los cálculos volumétricos para esta Unidad (véase Metodología) indican volúmenes de $\sim 1,3 \text{ km}^3$ (Figura 7.13 espesor promedio de 10 m y área de 128 km^2). La ausencia de material volcanoclástico indica que todo el volumen de sedimentos corresponde a material epiclástico (Figuras 7.11 y 7.13).

7.4 RESUMEN E INTEGRACIÓN DE INDICADORES TECTÓNICOS, CLIMÁTICOS Y DE APOORTE VOLCÁNICO EN EL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

El análisis desarrollado en el presente capítulo permitió identificar, analizar y cuantificar distintos indicadores respecto de las condiciones tectónicas, climáticas y de aporte volcánico en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo.

Respecto de la tectónica, se analizaron espacial y temporalmente las relaciones existentes entre las estructuras que componen los distintos dominios morfoestructurales y las unidades de acumulación. Fueron definidas y jerarquizadas las distintas estructuras y se establecieron relaciones temporales entre la actividad de las mismas y los procesos de sedimentación para las distintas unidades de acumulación, definiendo arreglos sin y post-cinemáticos (Figura 7.14). Adicionalmente, estudios locales de detalle desarrollados sobre las discordancias progresivas, permitieron definir distintas fases de basculamiento para la actividad de algunas estructuras y tasas promedio de rotación vertical de los depósitos asociados (Figura 7.14). Cabe aclarar que las tasas de rotación obtenidas no son estrictamente homologables a tasas de crecimiento o actividad de las estructuras tectónicas, ya que puede haber crecimiento de las estructuras sin rotación de los

depósitos involucrados; sin embargo, al ser fallas inversas de piel gruesa y de alto ángulo se puede asumir que hubo ascenso predominantemente vertical de los bloques elevados produciendo una rotación vertical acoplada de los depósitos asociados.

Los indicadores tectónicos señalan que las estructuras de 1° Orden estuvieron activas durante la mayor parte del desarrollo del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, de manera sincrónica con la depositación de las unidades I, II y III; mientras que las estructuras de 2° y 3° Orden solamente estuvieron activas inicialmente, contemporáneamente con la depositación de la Unidad I (Figura 7.14). Los análisis de detalle indican que las estructuras registran distintas fases de basculamiento en determinados sectores y vinculadas temporalmente a distintas unidades de acumulación ya que fueron identificadas al menos dos fases de basculamiento (T1 y T2) para una estructura de 3° Orden de manera sincrónica con la depositación de la Unidad I, y al menos tres (T1 a T3) fases para una estructura de 1° Orden de manera contemporánea con la depositación de la Unidad III (Figura 7.14). Por otro lado, las tasas de rotación vertical de las estructuras estimadas en función de los mencionados análisis de detalle sugieren una tasa de rotación de $0,045^{\circ}/ka$ para las estructuras de 3° Orden de forma sin-depositacional con la Unidad I; tasas máximas de $0,108^{\circ}/ka$ registradas para el sector inferior de la Unidad III en relación con estructuras de borde de 1° Orden y tasas de mínimas de $0,03^{\circ}/ka$ para el sector superior de la Unidad III con respecto a la misma estructura (Figura 7.14).

El análisis de paleosuelos permitió identificar, analizar y cuantificar indicadores paleoclimáticos. Estos indicadores fueron obtenidos a través del análisis de procesos pedogenéticos inferidos mediante la macro y micromorfología de distintos horizontes, y de parámetros calculados a partir de análisis químicos. En la Figura 7.14 se muestran las curvas de Paleoprecipitaciones y Paleotemperaturas Medias Anuales (MAP y MAT respectivamente) definidas sobre la base de los distintos análisis realizados en los paleosuelos de las unidades I, II y III. Los indicadores paleoclimáticos indican importantes variaciones en las condiciones de precipitación y temperatura para las distintas unidades de acumulación (Figura 7.14). A gran escala las precipitaciones y temperaturas medias anuales muestran valores máximos para la Unidad I (~ 1200 mm/año y $12^{\circ}C$), medios para la Unidad II (~ 1050 mm/año y $11^{\circ}C$) y mínimos para la Unidad III (~ 700 mm/año y $10^{\circ}C$; Figura 7.14). Por otro lado, al analizar los valores con mayor detalle, se destaca

INDICADORES TECTÓNICOS, CLIMÁTICOS Y VOLCÁNICOS EN EL RELLENO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

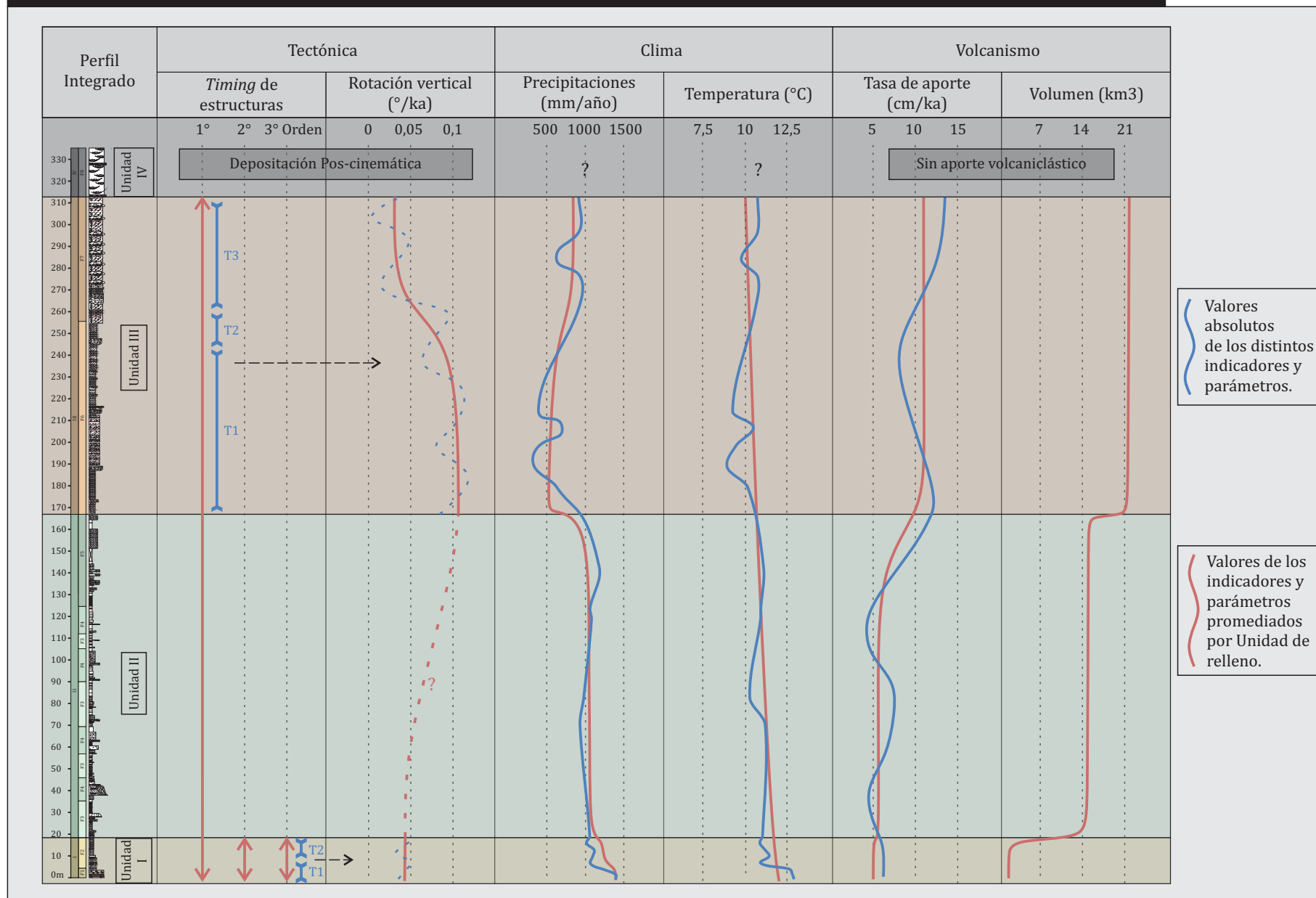


FIGURA 7.14. Indicadores tectónicos (actividad sin-depositacional de las distintas estructuras y tasas de rotación vertical), climáticos (paleoprecipitaciones y paleotemperaturas medias anuales), y volcánicos (tasa y volumen de aporte de volcániclastos). En línea punteada variaciones cualitativas de la tasa de rotación.

un importante cambio en las condiciones paleoclimáticas de manera interna a las unidades; en este sentido, la Unidad I registra valores de precipitaciones y temperaturas de ~ 1350 mm/año y 13°C en su sección inferior y valores de ~ 1100 mm/año y 11°C para las mismas variables en su sección superior (Figura 7.14). De la misma manera la Unidad III posee valores de precipitaciones y temperaturas medias anuales de ~ 500 mm/año y 10°C en su tramo inferior, mientras que en su sector superior registra valores de ~ 850 mm/año y 11°C para las variables mencionadas (Figura 7.14).

El aporte de material volcánico para las distintas unidades fue cuantificado mediante (véase Metodología) un análisis composicional de las unidades de acumulación realizado a través de conteo de clastos en el campo para psefitas y conteo bajo microscopio para litologías psamíticas; cálculos volumétricos realizados según espesores promedio y áreas proyectadas de depositación de las unidades de acumulación; y tasas de sedimentación obtenidas mediante análisis geocronológicos (Figura 7.14). Estos análisis indican que la tasa de sedimentación de material volcánico y el volumen suministrado varían según las unidades analizadas (Figura 7.14). Los volúmenes de material depositado en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo muestran valores mínimos en la Unidad I ($1,5\text{ km}^3$), medios para la Unidad II (16 km^3), y máximos para la Unidad III ($21,2\text{ km}^3$) (Figura 7.14). Por otro lado, las tasas de aporte de material volcanoclástico indican, a gran escala, valores relativamente bajos para las unidades I y II ($6,6\text{ cm/ka}$ y $5,2\text{ cm/ka}$ respectivamente), mientras que para la Unidad III poseen valores relativamente superiores ($11,3\text{ cm/ka}$) (Figura 7.14). Al analizar con mayor detalle las tasas de sedimentación para las distintas unidades pueden observarse variaciones de alta frecuencia en las mismas. La Unidad II, con un promedio de $5,2\text{ cm/ka}$ registra periodos con tasas de $5,5\text{ cm/ka}$, $8,5\text{ cm/ka}$, $4,4\text{ cm/ka}$, $6,2\text{ cm/ka}$ y $5,2\text{ cm/ka}$. La Unidad III registra periodos con tasas de 15 cm/ka , $4,8\text{ cm/ka}$ y $12,7\text{ cm/ka}$ que evidencian variaciones respecto de la tasa promedio para esta unidad de $11,3\text{ cm/ka}$ (Figura 7.14).

CAPÍTULO 8

SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN



CAPÍTULO 8 – SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La discusión del presente trabajo contemplará en primera instancia un análisis evolutivo de la Cuenca de Paso del Sapo, considerando distintas etapas sucesivas, caracterizadas por unidades de acumulación limitadas por superficies de discontinuidad que registran variaciones en los ambientes depositacionales y en las condiciones tectónicas, climáticas y de aporte volcánico. En segunda instancia se evaluará el rol de los controles tectónico, climático y volcánico en La Cuenca de Paso del Sapo a través del reconocimiento y jerarquización de señales ambientales, las cuales eventualmente serán asignadas a la preponderancia de determinados controles en particular. De forma final, se evaluarán las implicancias y alcances regionales del análisis realizado dentro del marco tectónico, climático y volcánico de los Andes Norpatagónicos y del antepaís asociado.

8.1 EVOLUCIÓN NEÓGENA DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

Luego de realizar: (i) un análisis estratigráfico y cronoestratigráfico sobre el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, el cual permitió definir unidades de acumulación y superficies de distinto orden dentro de un marco temporal de alta resolución (Capítulo 5), (ii) un modelo de facies que conllevó a una caracterización paleoambiental y paleogeográfica (Capítulo 6), y (iii) la caracterización y cuantificación de indicadores tectónicos, climáticos y de aporte volcánico (Capítulo 7), a continuación se establecerá un esquema evolutivo de la Cuenca de Paso del Sapo.

El esquema evolutivo se dividió en distintas etapas, las cuales reflejan condiciones particulares respecto de la distribución y naturaleza de los ambientes depositacionales y de las condiciones tectónicas, climáticas y de aporte volcánico, abarcando desde el inicio de la estructuración y depositación en el Mioceno inferior tardío, hasta la degradación de la cuenca en el Plio-Pleistoceno. Cada una de las etapas fue definida a partir de cambios en las características del relleno a escala de cuenca, identificados tanto por las características determinantes de las unidades, como también por la presencia de

superficies de discontinuidad regionales de 1° y 2° orden (S_1 y S_2 respectivamente), las cuales limitan las distintas unidades de acumulación (U-I, U-II, U-III y U-IV). Cuatro etapas evolutivas (I, II, III y IV), que se corresponden con la depositación de las diferentes unidades, fueron definidas para la Cuenca de Paso del Sapo. Es importante destacar que el registro de importantes variaciones internas en los sistemas depositacionales está asociado al desarrollo de superficies de discontinuidad caracterizadas como de un orden menor (i.e., superficies S_3). Los parámetros determinantes de estas modificaciones internas, potencialmente vinculadas con cambios en las condiciones tectónicas, climáticas y de aporte volcánico, serán discutidos en detalle en secciones subsiguientes.

8.1.1 Etapa I. ~17 - 16,4 Ma, Mioceno inferior (Burdigaliense). Estructuración de la Cuenca de Paso del Sapo y depositación sincrónica en ambientes aluviales de reducida extensión, en un contexto de aporte volcánico

La primera etapa evolutiva de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 8.1) abarca un lapso temporal de ~0,6 ma, ubicándose en el Mioceno inferior tardío (Burdigaliense). Esta etapa se inicia hace ~17 Ma, mediante una superficie que separa los depósitos que rellenan la cuenca del basamento (S_1). La superficie se desarrolla sobre distintas unidades previas (unidades jurásicas, cretácicas y paleógenas) mostrando una relación erosiva y angular a escala regional. Sobre esta superficie se desarrolló la sedimentación inicial del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 8.1). Los sistemas depositacionales se desarrollaron en las adyacencias de distintos bloques de basamento, parcialmente desconectados entre sí, con espesores de 10 a 17 m. Estos depósitos fueron acumulados en sistemas aluviales de reducida extensión, dominados por flujos de detritos y con desarrollo de paleosuelos (Figura 8.1). Internamente, una superficie de 3° orden (S_3 ; Figuras 6.10, 6.11 y 6.13; véase sección 6.2.1), limita un sector inferior de la U-I, representado por facies aluviales proximales (F1), de un sector superior dominado por facies medias a distales (F2).

Los indicadores tectónicos señalan un carácter sin-tectónico para esta etapa, evidenciado por la actividad de todas las estructuras analizadas (Figuras 8.1 y 8.5; dominios morfoestructurales Oriental, Occidental y Central). La actividad de las estructuras indicaría el comienzo de la deformación que configuró la Cuenca de Paso del

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: ETAPA I

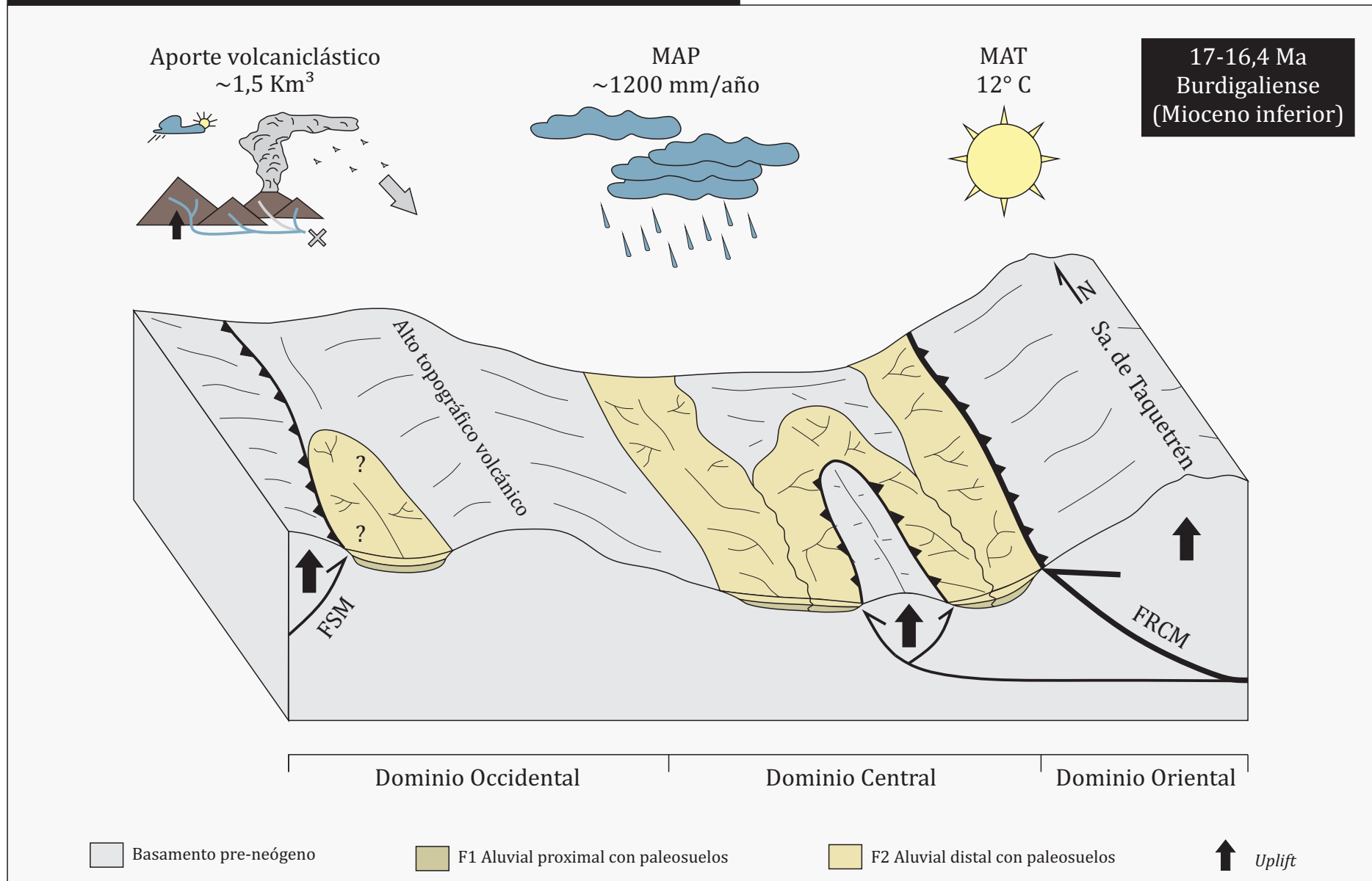


FIGURA 8.1. Etapa I (Mioceno inferior). Estructuración de la Cuenca de Paso del Sapo y depositación sincrónica en ambientes aluviales de reducida extensión, en un contexto de alto aporte volcánico, bajo un clima estacional, templado, húmedo y subtropical. FRCM: Falla del Río Chubut Medio, FSM: Falla San Martín; MAP: Precipitaciones medias anuales; MAT: Temperaturas Medias Anuales.

Sapo sobre un relieve heredado de configuraciones tectono-volcánicas previas (Figuras 8.1 y 8.5). Esta etapa progresó en un contexto de clima templado, húmedo, subtropical y estacional (según parámetros de Zhang *et al.* 2016), registrando las máximas temperaturas y precipitaciones medias anuales en la evolución de la cuenca ($12^{\circ} \pm 2,1^{\circ}\text{C}$ y $1229 \pm 108\text{ mm/año}$; Figuras 8.1 y 8.5). La sedimentación para esta etapa registra volúmenes de material del orden de 2 km^3 (Figuras 8.1 y 8.5;). Los depósitos aluviales fueron depositados a bajas tasas de sedimentación ($6,6\text{ cm/ka}$) en relación a la tasa de sedimentación que registran sistemas sedimentarios de las mismas características de la U-III ($11,3\text{ cm/ka}$), bajo un importante aporte volcaniclástico (76,5% del volumen total). Los volcaniclastos están representados por abundantes trizas vítreas bien preservadas y fragmentos pumíceos subredondeados a subangulosos. El aporte epiclástico subordinado registra una composición de procedencia intracuenca relacionado a los altos del basamento pre neógenos.

Las evidencias presentadas permiten interpretar el desarrollo de sistemas aluviales restringidos, asociados al levantamiento de distintos bloques de basamento y parcialmente desconectados entre sí. Estas evidencias permiten inferir la ausencia de un sistema de drenaje longitudinal integrado (Figura 8.1). Los rasgos texturales y composicionales sugieren un retrabajo local de depósitos volcaniclásticos potencialmente asociados a caída de material cinerítico, con incorporación, en baja proporción, de componentes epiclásticos provenientes de fuentes locales.

8.1.2 Etapa II. 16,4 – 13,15 Ma, Mioceno inferior a medio (Burdigaliense-Serravalliense). Deposición sin-tectónica en ambientes lacustres-deltaicos bajo aporte volcaniclástico

La segunda etapa en la evolución de la Cuenca de Paso del Sapo se desarrolló en el Mioceno inferior a medio (16,4 - 13,15 Ma) abarcando un lapso temporal de 3,25 ma (Figuras 8.2). Se inicia con una superficie de 2° orden (S_2), que determina importantes variaciones en los ambientes depositacionales, y en las condiciones tectónicas, climáticas y de aporte volcánico con respecto a la etapa previa. Sobre esta superficie se desarrollaron los sedimentos asignados a la U-II (Figura 8.2). Los depósitos registran la existencia de ambientes de acumulación lacustres-deltaicos que poseen una amplia distribución lateral y vertical dentro de la cuenca, con espesores que alcanzan los 150 m (Figura 8.2). Los

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: ETAPA II

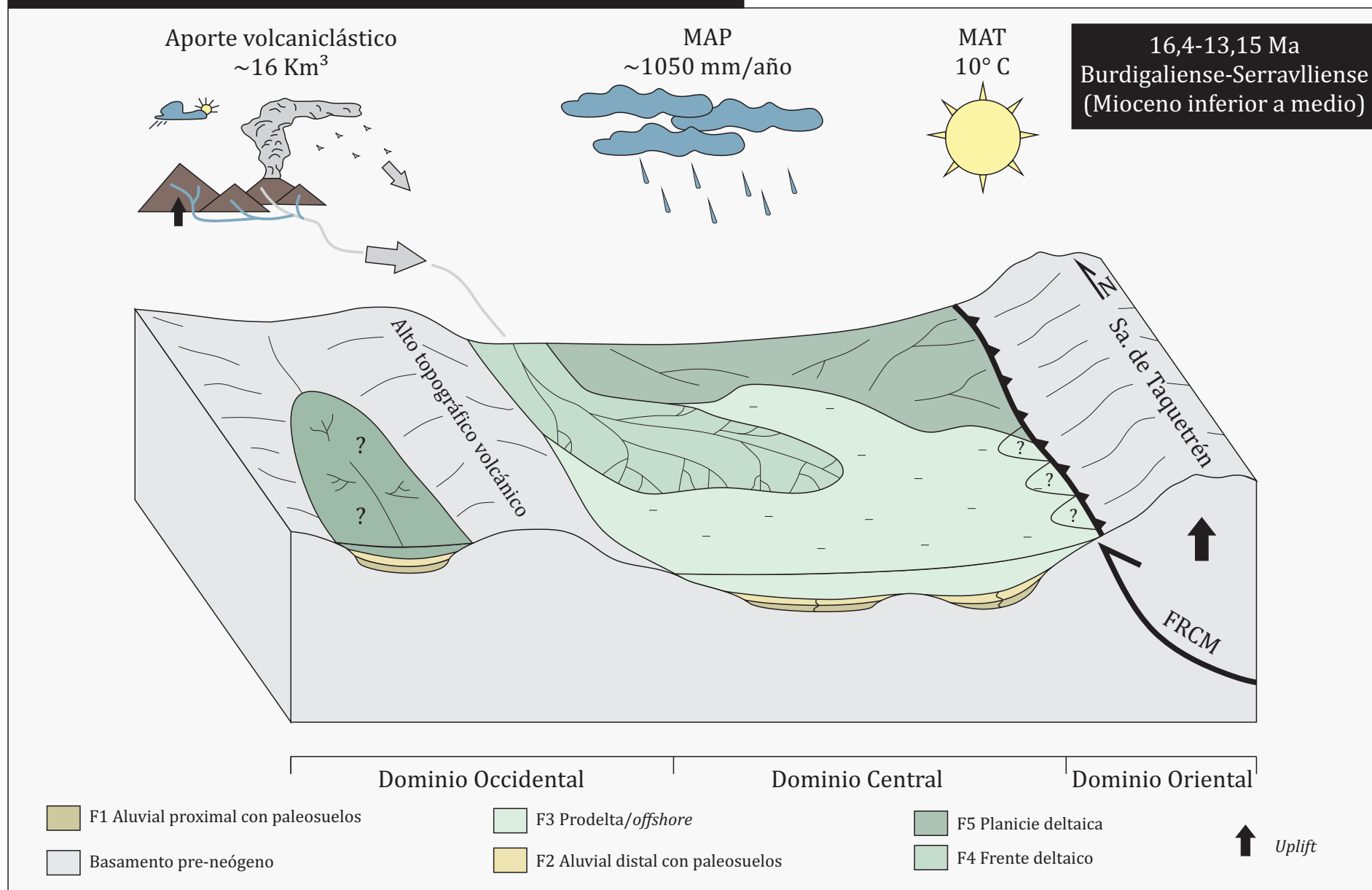


FIGURA 8.2. Etapa II (Mioceno inferior a medio). Depositación sin-tectónica en ambientes deltaico-lacustres bajo clima estacional, templado, húmedo y subtropical, y un marcado aporte volcánico. FRCM: Falla del Río Chubut Medio, FSM: Falla San Martín; MAP: Precipitaciones medias anuales; MAT: Temperaturas Medias Anuales.

sistemas deltaicos poseen su máxima expresión en el sector Occidental de la cuenca con direcciones de paleocorrientes predominantemente S-SO. Internamente poseen una tendencia agradacional en su sector inferior representada por facies de prodelta/*offshore* (F3) y de frente deltaico (F4), que se vuelve progradacional hacia el sector superior (Figura 6.11) con dominio de facies de planicie deltaica (F5). Ambos sectores se encuentran delimitados por una superficie interna a la U-II, considerada de 3º orden (S₃). Además, al menos tres superficies S₃ delimitan ciclos progradacionales dentro del sector inferior de la U-II (Figuras 6.11, 6.12 y 8.5).

Esta etapa es también considerada sin-tectónica debido a la continuidad de la actividad de la Falla del Río Chubut Medio (dominio morfoestructural Oriental) contemporánea con la acumulación de los sistemas lacustres-deltaicos. Sin embargo, es importante aclarar, que no se registraron evidencias de depositación sin cinemática con respecto a las estructuras de los dominios Occidental y Central, indicando un potencial cese de la actividad tectónica para estos dominios (Figuras 8.2 y 8.5). Al igual que para la etapa anterior, el contexto climático indica condiciones templadas, húmedas, subtropicales (Zhang *et al.* 2016) y estacionales, con una disminución en las precipitaciones y temperaturas medias anuales en relación a la primera etapa (1056 ± 108 mm/año y $11^\circ \pm 2,1^\circ\text{C}$; Figuras 8.2 y 8.5). El aporte volcaniclástico en relación al epiclástico es máximo para esta etapa (94,7% del volumen total) y está representado por fragmentos pumíceos redondeados a subredondeados y trizas vítreas, con un componente epiclástico subordinado, de composición extracuencial (véase sección 6.1.2). En conjunto los sedimentos registran las tasas de sedimentación más bajas a lo largo de la evolución de esta cuenca (5,2 cm/ka), alcanzando un volumen total de 16,9 km³ (Figuras 8.2 y 8.5).

Las evidencias presentes permiten determinar la configuración de un sistema lacustre-deltaico integrado, agradacional a progradacional, desarrollado contemporáneamente con la actividad tectónica de la Falla del Río Chubut Medio. Las características composicionales y texturales sugieren un aporte volcaniclástico-epiclástico extracuencial, con rasgos de mayor retrabajo en relación a la etapa previa. Estas evidencias, sumadas a la ubicación y paleocorrientes de los sistemas deltaicos sugieren un sistema de aprovisionamiento de sedimentos desde el Oeste, potencialmente facilitado

por el cese del alzamiento tectónico del borde Occidental, constituyendo una red de drenaje de mayor integración con respecto a la etapa anterior (Figura 8.2).

8.1.3 Etapa III. 13,15-11,5 Ma, Mioceno medio a superior temprano (Serravalliense-Tortonense). Deposición sin-tectónica y predominantemente volcániclastica en sistemas aluviales

La tercera etapa evolutiva de la Cuenca de Paso del Sapo se desarrolló en el Mioceno medio a superior (13,15 - 11,5 Ma), en un lapso temporal de 1,65 ma (Figura 8.3). Está limitada en su base por una superficie de 2° orden (S_2) que determina importantes modificaciones en los sistemas depositacionales y en las condiciones extrínsecas con respecto a las etapas previas. Esta etapa evolutiva de la Cuenca de Paso del Sapo está caracterizada por la deposición de la U-III (Figura 8.3). La U-III, con espesores que superan los 150 m en el borde Oriental, representa el máximo desarrollo espacial dentro de la Cuenca de Paso del Sapo, no sólo por su espesor sino también por su distribución areal (Figura 8.3). Las paleocorrientes medidas indican patrones convergentes, particularmente desde los bordes Oriental y Occidental hacia el centro de la cuenca. Se compone de depósitos aluviales volcániclasticos que poseen dominio de facies medias a distales en los términos inferiores de la unidad (F6) y facies proximales hacia los términos superiores (F7), ambas delimitadas por una superficie de 3° orden (S_3 ; Figuras 8.3 y 8.5).

Al igual que la etapa previa, la tercera etapa evolutiva puede considerarse sin-tectónica debido a la continuidad de la actividad de la Falla del Río Chubut Medio (Figuras 8.3 y 8.5). La actividad de la estructura muestra las mayores tasas de rotación vertical registradas en la evolución de cuenca (valores promedio de $0,06^\circ/\text{ka}$ que llegan a ser de hasta $0,108^\circ/\text{ka}$, en relación a los valores de $0,045^\circ/\text{ka}$ registrados para la etapa I). Contemporáneamente, las condiciones climáticas reflejan una importante disminución en las precipitaciones y, en menor medida, en las temperaturas medias anuales con respecto a las etapas previas ($677 \pm 108 \text{ mm/año}$ y $10^\circ \pm 2,1^\circ\text{C}$) determinando un clima templado, húmedo y subtropical (Zhang *et al.* 2016), con estaciones secas marcadas registradas por la abundancia de carbonatos en los paleosuelos (Figuras 7.9, 8.3 y 8.5), y con una aproximación hacia climas áridos registrada en el sector inferior de la U-III (precipitaciones medias anuales cercanas a 500 mm). Esta etapa registra un importante

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: ETAPA III

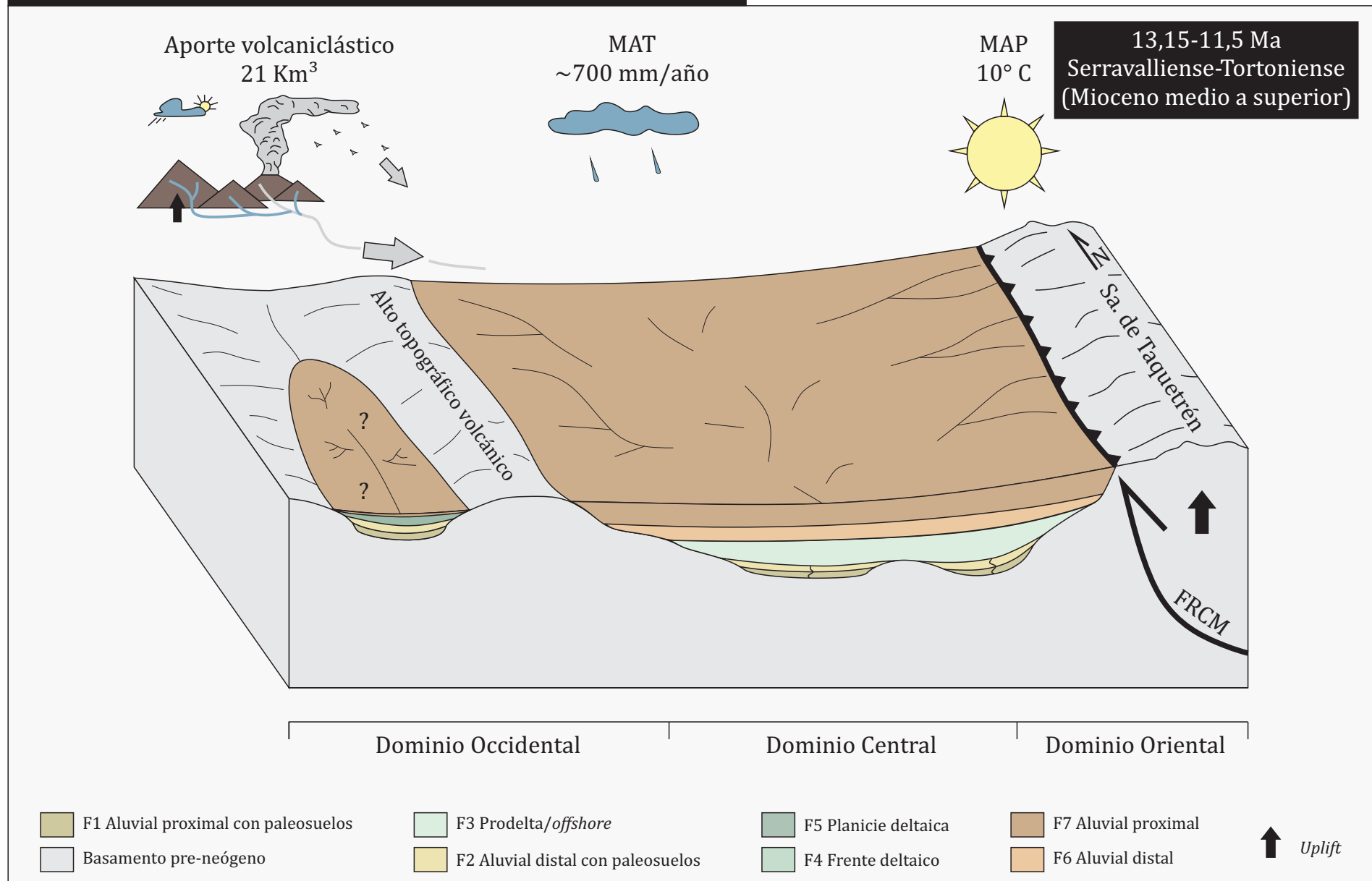


FIGURA 8.3. Etapa III (Mioceno medio a superior). Depositación sin-tectónica en un ambiente aluvial volcánico, bajo condiciones climáticas estacionales, templadas, húmedas y subtropicales. FRCM: Falla del Río Chubut Medio, FSM: Falla San Martín; MAP: Precipitaciones medias anuales; MAT: Temperaturas Medias Anuales.

aumento en las tasas de sedimentación (11,3 cm/ka), y posee un volumen de material acumulado de 27 km³ (Figuras 8.3 y 8.5), compuesto por un dominio de elementos volcaniclásticos (78,6% del volumen total) sobre epiclásticos. Los volcaniclastos están caracterizados por abundantes fragmentos pumíceos redondeados a subredondeados y trizas vítreas, mientras que los términos epiclásticos se componen de líticos redondeados y de composición polimíctica evidenciando una proveniencia extracuencial, y en menor medida por líticos angulosos intracuenciales de procedencia local (véase sección 6.1.3).

Sobre la base de la información presentada, es posible interpretar el desarrollo de sistemas de acumulación aluviales agradacionales a progradacionales asociados en una red de drenaje integrada. Estos sistemas se acumularon sincrónicamente con la actividad de la Falla del Río Chubut Medio y se caracterizaron por un aporte volcaniclástico-epiclástico regional similar al descrito para la etapa anterior, con la incorporación de un aporte epiclástico local proveniente de los bordes de la cuenca (Figura 8.3).

8.1.4 Etapa IV. (Plio-Pleistoceno). Degradación de la Cuenca de Paso del Sapo. Incisión fluvial con depósitos gravosos aterrazados en un contexto pos-tectónico y con aporte epiclástico

La última etapa en la evolución de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 8.4) se inicia con una superficie de 1° orden (S₁), de carácter regional y erosivo, que incide hasta 150 m sobre las unidades previas erosionando incluso el basamento de la cuenca. Esta superficie determina un importante cambio en los ambientes depositacionales, y en las condiciones extrínsecas. Sobre esta superficie se desarrollaron delgados y discontinuos depósitos fluviales aterrazados, ubicados en distintos niveles topográficos incluidos en la U-IV. Los depósitos alcanzan espesores de hasta 25 m (Figura 8.4), se ubican en las adyacencias del Río Chubut actual con direcciones de paleocorrientes similares a las actuales, y registran sistemas fluviales con carga de fondo predominantemente gravosa (F8).

La relación post cinemática de la U-IV con las distintas estructuras que componen los diferentes dominios morfoestructurales indica el cese de la actividad tectónica para la Cuenca de Paso del Sapo (Figuras 8.4 y 8.5). Además, esta etapa registra también el cese del aporte volcánico, con una composición exclusivamente epiclástica polimíctica de proveniencia extracuencial (Figuras 8.4 y 8.5).

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO: ETAPA IV

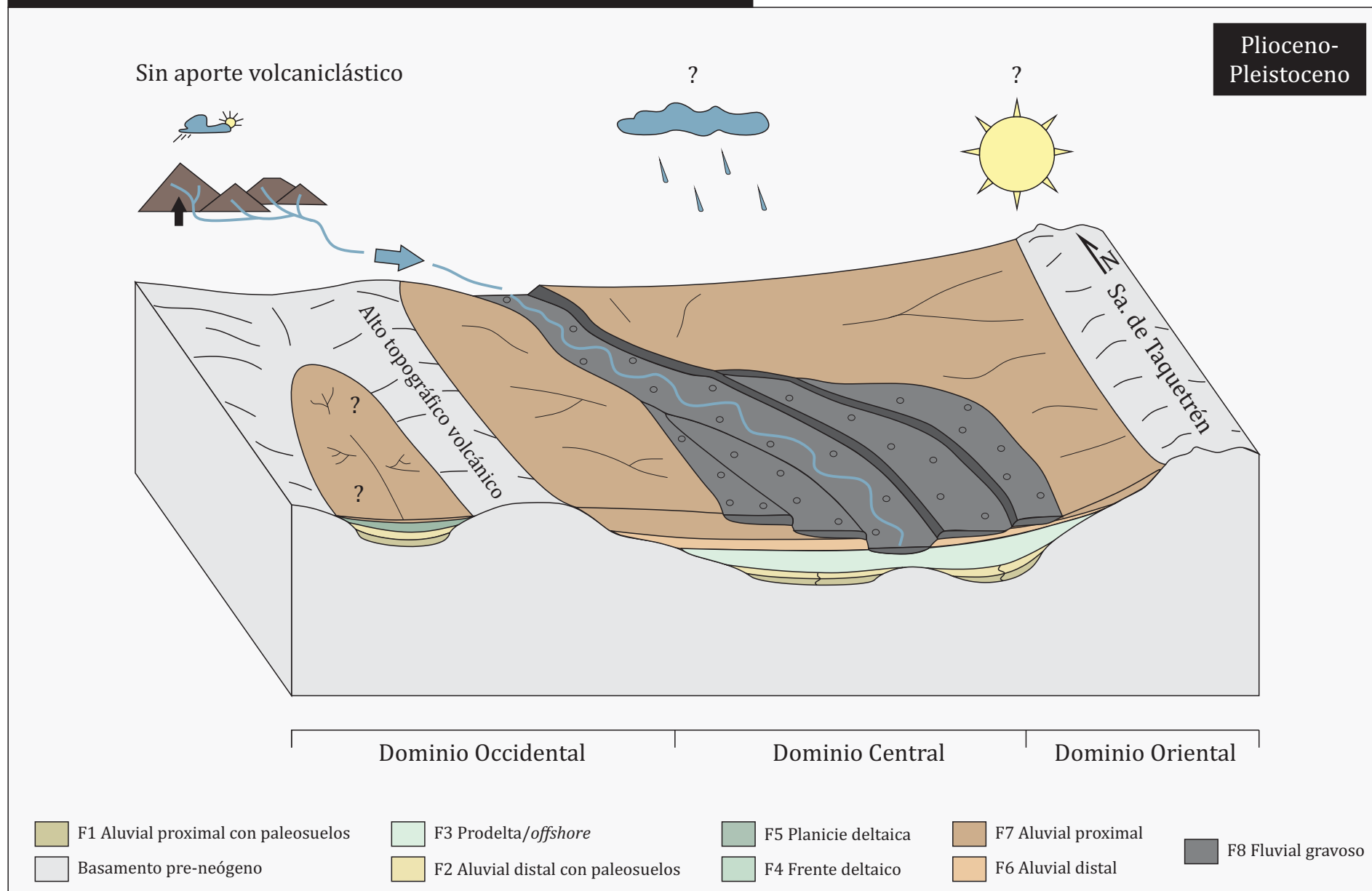


FIGURA 8.4. Etapa IV (Plio-Pleistoceno). Degradación de la Cuenca de Paso del Sapo. Incisión fluvial con depósitos gravosos aterrazados en un contexto pos-tectónico y sin aporte volcánico.

La etapa IV, desarrollada en el Plio-Pleistoceno, puede considerarse como un estadio degradacional de la Cuenca de Paso del Sapo, registrado por una importante superficie regional y erosiva, sobre la cual se depositaron escasos niveles fluviales aterrizados en un contexto pos-tectónico y sin aporte volcánico (Figuras 8.4 y 8.5). El importante cambio en la geometría a gran escala en el relleno que posee la U-IV con respecto a las unidades previas (desde condiciones agradacionales a degradacionales), sumado a la presencia de la importante superficie erosiva, determinan una significativa caída en el nivel de base. Estas evidencias podrían indicar un pasaje desde condiciones endorreicas a exorreicas en la Cuenca de Paso del Sapo. Este tópico será discutido con mayor detalle en secciones subsiguientes.

8.2 CONTROLES TECTÓNICO, CLIMÁTICO Y VOLCÁNICO EN EL DESARROLLO Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

Como se mencionara oportunamente, distintos controles extrínsecos condicionan los patrones del relleno de las cuencas sedimentarias, entre los más importantes reconocidos a escala global, se encuentran la tectónica, el clima y las variaciones eustáticas (Shanley y McCabe 1994, García-Castellanos *et al.* 2003, García Castellanos 2006, Huerta *et al.* 2011, Nichols 2012, Nichols y Fisher 2013, Valero *et al.* 2014, Bilmes *et al.* 2017, entre otros). Las cuencas de Antepaís Andino Norpatagónico se ubican a cientos de kilómetros de las zonas de plataforma, muchas de ellas poseen una naturaleza intermontana y registran estadios endorreicos (Dávila y Astini 2003, Hain *et al.* 2011, Stecker *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Del Papa *et al.* 2013, Huyghe *et al.* 2014, Ciccio *et al.* 2018). Este contexto, y las evidencias obtenidas en el presente trabajo, permiten inferir que las variaciones eustáticas no ejercieron un control relevante sobre la configuración del relleno de estas cuencas, siendo determinantes los factores tectónicos y climáticos (Shanley y McCabe 1994, Nichols 2012). Por otro lado, el volcanismo ha sido interpretado como un factor de control de primer orden en el desarrollo de numerosas cuencas de antepaís andino (Bilmes *et al.* 2014; D'Elia *et al.* 2017, Bilmes *et al.* 2017, entre otros). De esta manera, y a partir del análisis desarrollado en los capítulos anteriores, la tectónica, el clima y el volcanismo pueden considerarse los principales controles externos sobre el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo.

Numerosos trabajos sobre análisis de cuencas exponen que los controles extrínsecos condicionan el desarrollo y evolución del relleno de las mismas a distintas escalas espacio-temporales (García Castellanos *et al.* 2003, García-Castellanos 2006, Maestro 2008, Allen 2008, Alonso-Zarza *et al.* 2012, Nichols 2012, Miall 2014, Valero *et al.* 2014, Bilmes *et al.* 2017, entre otros). La tectónica ejerce un importante control en la producción de sedimentos a largo término (10^6 - 10^7 años), es capaz de deformar rocas mecánicamente, produciendo elevación de paisajes y generación de pendientes, que resultan en una gran producción y aporte de detritos a las cuencas sedimentarias, controladas también por procesos tectónicos de largo término (Burbank *et al.* 1999, García Castellanos *et al.* 2003, García Castellanos 2006, Allen 2008, Stewart *et al.* 2008, Miall 2014, Romans *et al.* 2016, Di Capua *et al.* 2016, entre otros). Las variaciones en la actividad tectónica de estructuras particulares, desarrolladas en términos de 10^5 - 10^6 años, pueden modificar de manera significativa la distribución y naturaleza de los ambientes depositacionales, por medio de la modificación del espacio de acomodación disponible, de las áreas de aporte locales y de los patrones de drenaje. (Milliman y Syvitski 1992, Howard *et al.* 1994, Shanley y McCabe 1994, García-Castellanos 2006, Fielding *et al.* 2009, Huerta *et al.* 2011, Nichols 2012, Di Capua *et al.* 2016). El contexto climático es, en conjunto con la tectónica, un importante factor que controla la generación a largo término de sedimentos (10^5 - 10^7 años), a través de la meteorización y erosión de áreas elevadas, y la posterior removilización de detritos (Burbank *et al.* 1999, García-Castellanos 2006, Allen 2008, Miall 2014). Las condiciones y cambios climáticos pueden determinar el desarrollo de los sistemas sedimentarios, permitiendo la instalación de distintos ambientes de acumulación (desde eólicos a lacustres; Maestro 2008, Alonso-Zarza *et al.* 2012, Nichols 2012). A su vez, las variaciones climáticas del orden de los 10^4 - 10^5 años, son asociadas generalmente con ciclicidades orbitales, y pueden determinan arreglos cíclicos del relleno dentro de los sistemas sedimentarios (Astin 1990, Shanley y Mc Cabe 1994, Olsen y Kent 1999, Maestro 2008, Alonso-Zarza *et al.* 2012, Valero *et al.* 2014). El volcanismo puede ser muy importante en la producción de sedimentos a largo término (lapsos temporales del orden de los 10^5 - 10^6 años) en conjunto con la tectónica y el clima (Smith 1986, Smith 1987, Smith 1988, Smith 1991, Di Capua *et al.* 2016, Bilmes *et al.* 2014; Bilmes *et al.* 2017, D'Elia *et al.* 2017), modificando sustancialmente la naturaleza y dinámica de los sistemas de acumulación a través del aporte puntuado o continuo de grandes volúmenes de detritos por medio de eficientes procesos de transporte (Martina

et al. 2006, Umazano *et al.* 2012, Cuitiño y Scasso 2013, Di Capua *et al.* 2016, D'Elia *et al.* 2017).

Las modificaciones o cambios en los controles tectónico, climático y volcánico, pueden generar modificaciones en los sistemas depositacionales, que son registradas a través de señales ambientales (Romans *et al.* 2016, Castelltort *et al.* 2015). En la Cuenca de Paso del Sapo, múltiples señales ambientales vinculadas a distintos controles externos pueden ser reconocidas.

8.2.1 Relleno y degradación de la Cuenca de Paso del Sapo

El análisis previamente desarrollado sobre el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo permitió realizar una organización jerárquica, definiendo superficies de 1°, 2° y 3° orden que registran importantes cambios en la distribución y naturaleza de los sistemas depositacionales (véase capítulos 5, 6 y 7). Fueron reconocidas dos superficies de mayor jerarquía en el relleno de la cuenca (S₁), la primera separando el relleno del basamento, y la segunda delimitando la U-IV de las unidades previas. Estas superficies determinan una subdivisión del registro sedimentario de la Cuenca de Paso del Sapo en dos estadios principales, el primero representado por las U-I, U-II y U-III, y el segundo por la U-IV. Las U-I, U-II y U-III poseen un arreglo vertical caracterizado por la ausencia de importantes superficies erosivas, y registran un patrón de apilamiento agradacional y continuo por más de 300 m. Además, las sucesivas unidades muestran una disposición espacial cada vez más amplia, determinando una relación de *onlap* con el basamento. En ocasiones, el relleno se dispone rellenando valles ubicados en posiciones topográficamente elevadas respecto del piso de la cuenca, en particular en el borde Oriental donde se dispone a alturas de hasta 900 msnm en relación de *onlap* sobre el basamento (Figura 6.9). Esta característica puede ser interpretada como un relleno de tipo *back-filling* (Nichols 2012). El patrón agradacional a gran escala, la relación de *onlap* por más de 300 m, el relleno tipo *back-filling*, la presencia de altos de basamento que rodean a la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 4.1) y la existencia de una sucesión netamente continental con patrones convergentes de paleocorrientes respecto de los márgenes del depocentro (Figura 6.3), permiten definir la existencia de un estadio de cuenca cerrada o endorreica (Nichols 2012). Las superficies S₂ que delimitan las unidades de acumulación I, II y III, no poseen

carácter erosivo a escala regional, indicando que no hubo grandes modificaciones del nivel de base. Este rasgo es común en las cuencas endorreicas, donde el nivel de base estratigráfico posee un carácter local y asciende continuamente de forma solidaria con la acumulación del relleno (Nichols 2004, Fisher y Nichols 2013). Esta condición permanecerá, siempre que el nivel de base estratigráfico no alcance el umbral de cierre de la cuenca (*spill point*; Nichols 2012, Nichols y Fisher 2013).

Por encima de las U-I, U-II y U-III, se dispone una superficie S_1 , que registra una importante caída en el nivel de base, erosionando hasta 150 m de sedimentos de las unidades de acumulación previas (Figuras 5.2, 5.3 y 5.4). La U-IV, desarrollada por encima de esta superficie, posee un arreglo degradacional, demostrado por la presencia de depósitos fluviales gravosos aterrazados con espesores medios de 10-15 m, que se disponen en patrones apareados en distintos niveles, evidenciando distintos estadios de las modificaciones del nivel de base. Los niveles aterrazados, dispuestos simétricamente en ambos márgenes del Río Chubut actual, se encuentran separados verticalmente entre 50 y 80 m, denotando una caída del nivel de base por pulsos, que habría progresado a través de intervalos de descenso del nivel de base del orden de las decenas de metros. El cambio, desde condiciones agradacionales a degradacionales, y la importante caída del nivel de base asociado a una superficie regionalmente erosiva, puede ser interpretada como una apertura de la cuenca, pasando de un estadio endorreico a uno exorreico (García-Castellanos 2006, Nichols 2012). La distribución del relleno, las paleocorrientes convergentes y las características morfoestructurales actuales permiten inferir que la barrera topográfica que determinó el aislamiento de la Cuenca de Paso del Sapo se ubicó en el extremo SE de la misma, donde la Sierra de Taquetrén y el alto topográfico-volcánico occidental se aproximan (Figura 4.1 y Figura 8.6). El umbral de cierre (*spill point*), habría sido luego el sitio de apertura, permitiendo el pasaje a un estadio exorreico durante el desarrollo de la S_1 y posteriormente de la Unidad IV. El cese de la actividad tectónica de la Falla del Río Chubut Medio posibilitó la evolución del paisaje facilitando la erosión de la barrera por erosión retrocedente, controlando el pasaje de un sistema cerrado a un sistema abierto.

De esta forma la Cuenca de Paso del Sapo posee un registro desde el Mioceno inferior hasta el Plio-Pleistoceno, abarcando un período de aproximadamente 15 ma. La superficie S_1 que limita al conjunto de unidades I, II y III con la Unidad IV, delimita un

estadio de aproximadamente 6 ma, entre los 17 - 11 Ma (Figura 8.5), en el cual la cuenca habría funcionado como un espacio de acomodación positivo y endorreico permitiendo la depositación y preservación de los sedimentos, controlado por un nivel de base estratigráfico ascendente.

El segundo estadio, caracterizado por el registro de niveles aterrazados de la Unidad IV, constituye el pasaje hacia la degradación de la cuenca determinado por condiciones de espacio de acomodación negativo que imperan hasta la actualidad. Este segundo estadio define condiciones de erosión y *by pass* como procesos más relevantes y la depositación de niveles aterrazados como proceso subordinado controlados por un nivel de base estratigráfico regional (Unidad IV). De esta forma, el estadio endorreico de relleno de la Cuenca de Paso del Sapo de 6 ma indica que si bien la misma representa geográficamente parte del sistema de transferencia de sedimentos desde zonas cordilleranas hacia zonas marinas, un importante proceso de entrampamiento de sedimentos ocurrió (Figura 8.6), los cuales a partir de los ~11 Ma y hasta la actualidad son drenados por el Río Chubut hacia los sectores costeros (Figura 8.6).

8.2.2 Tectónica y clima como condicionantes del desarrollo de sistemas lacustres

Para las cuencas cerradas en ambientes tectónicamente activos, distintos autores han propuesto que el desarrollo de sistemas lacustres resulta de la interacción entre variables climáticas y tectónicas (Caroll y Bohacs 1999, García-Castellanos *et al.* 2003, Nichols 2004, García Castellanos 2006, García-Castellanos 2006, Maestro 2008, Alonso-Zarza *et al.* 2012, Nichols 2012, Fisher y Nichols 2013). Caroll y Bohacs (1999) proponen una compleja interacción entre los procesos tectónicos, que generan el espacio disponible para la acumulación de sedimentos, y el factor climático que determina la presencia de condiciones húmedas suficientes para el desarrollo de sistemas lacustres. De la relación entre estos factores definen un sistema de clasificación que contempla lagos sobre-rellenos (*overfilled*), rellenos (*balanced-filled*) y sub-rellenos (*underfilled*), siendo, los primeros, sistemas con mayor tasa de aporte de agua y sedimentos que generación de espacio de acomodación, los segundos, sistemas balanceados, y los últimos, sistemas donde la tasa de generación de espacio de acomodación es mayor que las tasas de aporte de agua y sedimentos. Nichols (2004), Fisher y Nichols (2013) y Nichols (2012), proponen

EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LOS INDICADORES DE CONTROLES EXTERNOS, ETAPAS EVOLUTIVAS Y JERARQUÍA DE LAS SUPERFICIES.

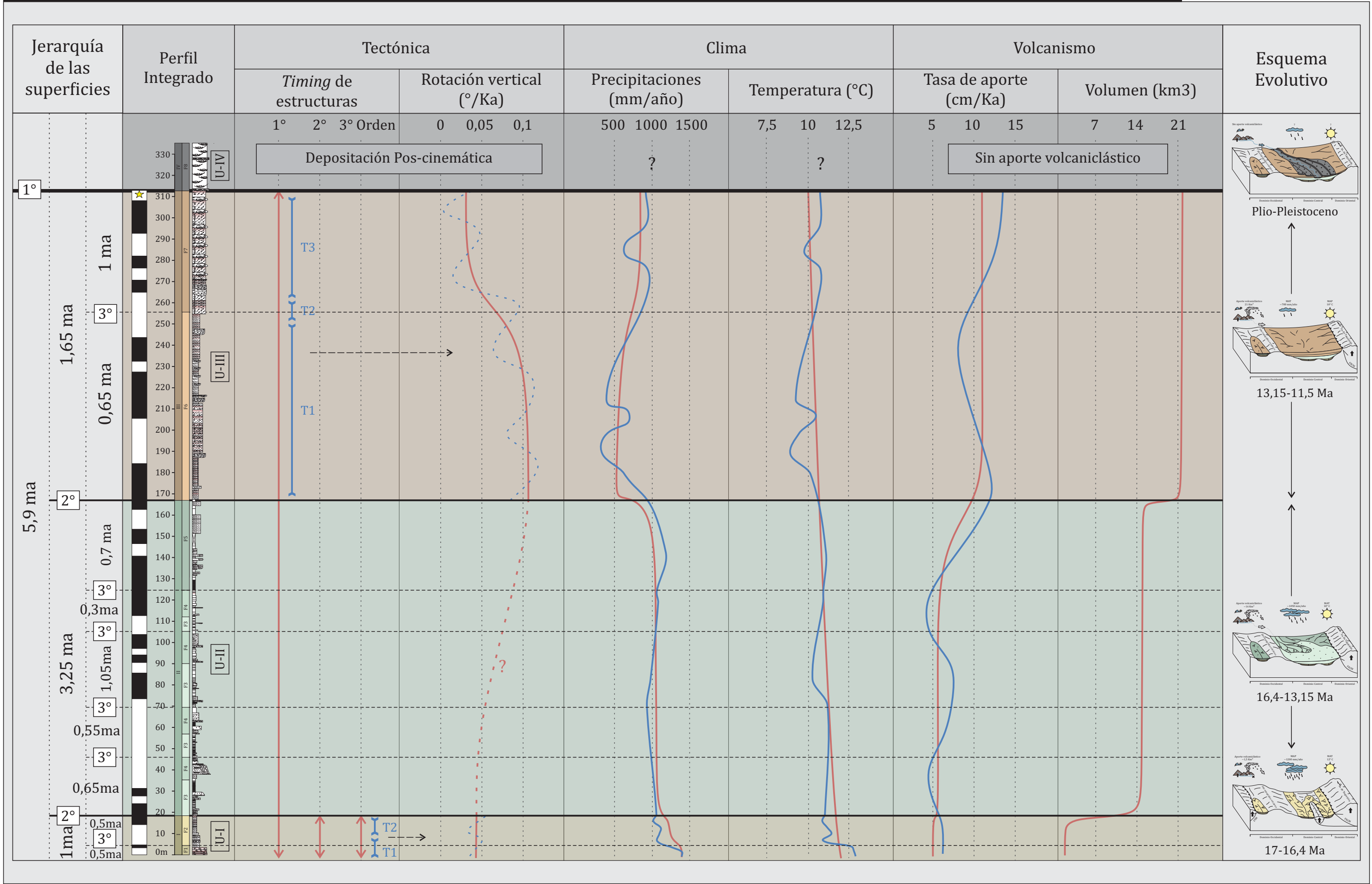


Figura 8.5. Evolución de la cuenca de Paso del Sapo y jerarquía de las superficies. En la figura se muestra de izquierda a derecha, la jerarquía de las distintas superficies presentes en al Cuenca de Paso del Sapo y el lapso temporal involucrado entre las distintas superficies; el análisis cuantitativo de los indicadores tectónicos, climáticos y de aporte volcánico; y finalmente los diagramas tridimensionales evolutivos desarrollados para las distintas etapas de la evolución del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo (ver referencias y detalle de los diagramas en las Figuras 8.1, 8.2, 8.3 y 8.4). Las curvas rojas indican valores de los indicadores y parámetros promediados por Unidad de acumulación, y las curvas azules indican valores absolutos de los distintos indicadores y parámetros.

que el control climático es determinante como condicionante del tipo de sistema depositacional que dominará el relleno. En este sentido, dependiendo del contexto climático se desarrollarán cuencas dominadas por sistemas lacustres, por sistemas fluviales, o por sistemas eólicos, en grado decreciente de condiciones de humedad (Nichols 2012). Por consiguiente, si no existen importantes reconfiguraciones tectónicas, los cambios en los sistemas depositacionales estarán asociados a variaciones climáticas (Nichols 2012). Los trabajos realizados por García-Castellanos *et al.* (2003) y García-Castellanos (2006) sobre sistemas lacustres desarrollados en cuencas cerradas indican al factor tectónico como principal control sobre el desarrollo de los mismos, indicando que si existe un balance hídrico positivo, se desarrollarán sistemas lacustres por un cierre del drenaje a través de la elevación tectónica de barreras topográficas, y que una vez cesada la actividad tectónica los lagos serán drenados con mayor o menor retraso dependiendo de las condiciones climáticas.

Las observaciones obtenidas en el presente trabajo indican que durante el estadio endorreico de acomodación positiva de la Cuenca de Paso del Sapo, los principales cambios en los sistemas de acumulación están limitados por superficies de 2° Orden, que registran el pasaje desde ambientes aluviales con paleosuelos (U-I), hacia ambientes deltaico-lacustres (U-II), y nuevamente hacia sistemas aluviales (U-III). Estas superficies S_2 registran una variación cíclica en los ambientes depositacionales y poseen un rango temporal de recurrencia de ~ 3 ma (Figura 8.5). La instalación de los sistemas lacustres, desarrollados a partir de una superficie de 2° orden (S_2) sobre los sistemas aluviales de la U-I, coincide con una disminución en los valores de precipitaciones medias anuales, desde ~ 1230 mm/año para la U-I hacia valores promedio de ~ 1050 mm/año para la U-II. En este sentido, bajo un contexto de disminución de las precipitaciones, un control climático no puede ser invocado como la causa de la instalación de los sistemas lacustres, debiendo considerarse un control alternativo para este proceso (García-Castellanos 2006 y Nichols 2012). Las evidencias tectónicas indican una actividad de todas las estructuras de la cuenca contemporáneamente con la depositación de la U-I, y un cese de la actividad tectónica de las estructuras de los dominios morfoestructurales Occidental (Falla San Martín) y Central (estructuras internas) con continuidad de la actividad para el dominio Oriental (Falla del Río Chubut Medio), durante la acumulación de los sistemas lacustres-deltaicos de la U-II. La distribución de las unidades sedimentarias y paleocorrientes de la

DEPOCENTROS NEÓGENOS Y TRANSFERENCIA DE SEDIMENTOS

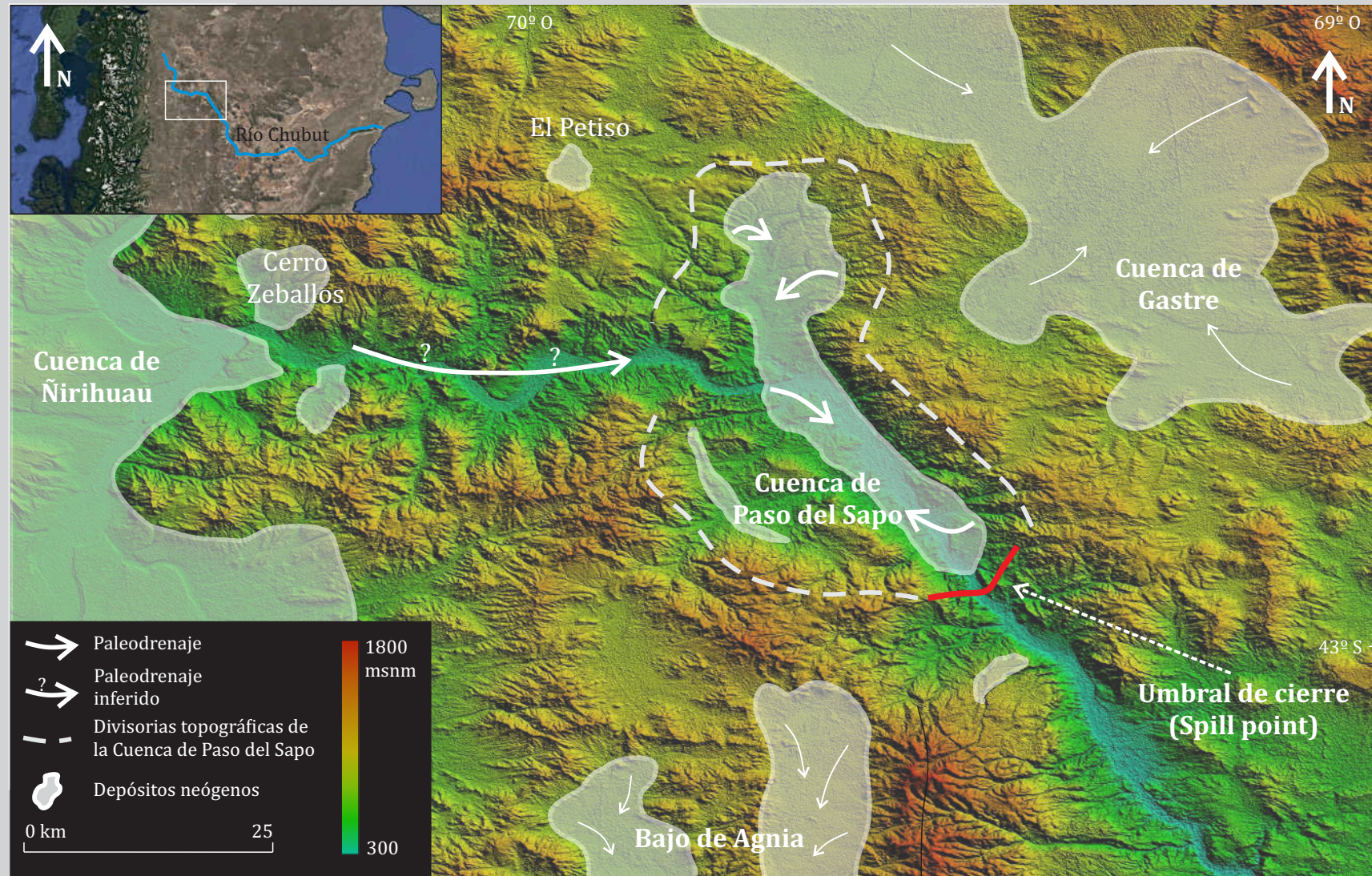


FIGURA 8.6. Depocentros neógenos y transferencia de sedimentos en el antepaís norpatagónico para el Mioceno medio. Nótese las principales divisorias de la Cuenca de Paso del Sapo y las cuencas adyacentes (realizado sobre ASTER GDEM y modificado de Bilmes et al. 2013), con condiciones de drenaje abiertas y cerradas. La cuenca de Paso del Sapo posee una potencial entrada de sedimentos desde el Oeste, probablemente desde las zonas de la Cuenca de Ñirihuau y de Cerro Zeballos, y un cierre (*spill point*) hacia su extremo Sureste.

U-II, indican que el cese de la actividad en los dominios Occidental y Central permitió el desarrollo de redes de drenaje integradas que posibilitaron un incremento significativo en el ingreso de agua y sedimentos desde sectores externos de la cuenca provenientes desde el Oeste de la misma (Figura 8.6; véase sección 8.1.2). En este sentido, es posible inferir un origen de los sistemas lacustres a través de la instalación de un sistema de drenaje integrado y sin salida en su extremo SE, con un ingreso de agua y sedimentos desde el Oeste, gatillado por el balance entre los procesos tectónicos y el clima, que incluyen el cese de la actividad de la Falla San Martín y de las estructuras internas y la continuidad de la actividad de la Falla del Río Chubut Medio (véase sección 8.1.2), en conjunto con condiciones climáticas que favorecieron la existencia de sistemas lacustres. Al analizar la cuenca con relación a los depósitos neógenos cercanos (Figura 8.6), se puede inferir una conexión con depocentros ubicados hacia el Oeste (Cuenca de Ñirihuau y localidad de Cerro Zeballos; Figura 8.6) a través de un potencial paleo Río Chubut, y una desconexión con los depósitos neógenos ubicados hacia el Noroeste, Este y Sur (localidad El Petiso, Cuenca de Gastre y Bajo de Agnia respectivamente).

La superficie S₂ que limita el tope de los sistemas lacustres de la U-II y determina la instalación de los sistemas aluviales de la U-III, coincide con un importante cambio en las condiciones paleoclimáticas. Los análisis desarrollados previamente (véase Sección 7.2) muestran que los paleosuelos de la U-III registran condiciones de mayor aridez en comparación con los de la U-II, evidenciando un clima templado húmedo y subtropical con precipitaciones medias anuales de ~1050 mm para la U-II, y un clima relativamente más árido (o incluso dentro de los parámetros de aridez) con precipitaciones medias anuales de ~500 mm y estaciones secas muy marcadas para la base de la U-III (véase sección 7.2, Koppen *et al.* 1923, Zhang *et al.* 2016). Las evidencias mencionadas y la falta de grandes superficies erosivas permiten inferir un control climático sobre el cese de los sistemas lacustres (Nichols 2012), pasando desde condiciones de mayor humedad con desarrollo de sistemas lacustres a condiciones de menor humedad con dominio de sistemas aluviales (Nichols 2012), denotadas anticipadamente por la presencia casi exclusiva de facies de planicie deltaica hacia el sector superior de la U-II. Por otro lado, la actividad continua de la Falla del Río Chubut Medio, elevando la Sierra de Taquetrén más allá del cese del sistema lacustre, y la ausencia de superficies erosivas que indiquen cambios abruptos en el nivel de base, permiten descartar a la actividad tectónica como control en el cese de los

sistemas lacustres (García-Castellanos 2006). El arreglo agradacional continuo y la falta de superficies erosivas, en conjunto con la elevación de la Sierra de Taquetrén, permiten interpretar que los sistemas lacustres de la Cuenca de Paso del Sapo nunca habrían sobrepasado el umbral de cierre (*spill point*), indicando la presencia de sistemas sub-rellenos a rellenos (*underfilled* a *balanced-filled*, Carroll y Bohacs 1999).

De esta manera, se propone una reconfiguración tectónica como condicionante de la instalación de los sistemas lacustres y un cambio climático como control en el cese de los mismos. En este sentido, las superficies de 2° orden (S_2) que determinan variaciones en los sistemas depositacionales, pueden ser consideradas como señales ambientales (Castelltort *et al.* 2015, Romans *et al.* 2016) que reflejan variaciones tectónicas y climáticas registradas en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo.

8.2.3 Arreglos de alta frecuencia: ¿Control tectónico, climático o volcánico?

El relleno de la Cuenca de Paso del Sapo posee arreglos de alta frecuencia (0,5-1 ma) limitados por superficies de 3° orden (S_3), ubicadas dentro de las unidades de acumulación I, II y III. El lapso temporal de estas variaciones cíclicas es mayor a los rangos temporales registrados para modificaciones producto de factores intrínsecos (hasta pocos centenares de miles de años; Miall 2014, Castelltort *et al.* 2015, Romans *et al.* 2016). Por este motivo, serán analizadas como señales ambientales determinadas por controles tectónicos, climáticos y/ o de aporte volcánico.

La superficie S_3 interna a la U-I, registra el pasaje desde sistemas aluviales proximales compuestos por material volcaniclástico areno-limoso y material gravoso epiclástico intracuencal (mayormente correspondiente a los altos internos), hacia sistemas aluviales medios a distales de composición casi exclusivamente volcaniclástica areno-limosa. Este cambio está registrado por una superficie S_3 , que delimita dos periodos con duración de $\sim 0,5$ ma. Ambos sub-ambientes están dominados por depósitos de flujos de detritos. La variación ambiental coincide con un cambio climático registrado en los paleosuelos. Para el sector inferior de la U-I se detectaron precipitaciones y temperaturas medias anuales de ~ 1350 mm y 13 °C respectivamente, mientras que para el sector superior se registraron valores de ~ 1100 mm y 11 °C para las mismas variables (véase

Sección 7.2.1). Por otro lado, para esta unidad se registra una actividad tectónica de todas las estructuras presentes en la cuenca, y se detectaron, con estudios de detalle en las discordancias progresivas, al menos dos fases de basculamiento para el sector inferior y superior de la U-I respectivamente (véase sección 7.1). Desde el punto de vista del aporte volcánico existe una marcada disminución en el aporte de epiclastos gravosos intracuencales provenientes de altos de basamento adyacentes, determinando una mayor participación de material volcanoclástico en relación al epiclástico para el sector superior de la U-I (véase sección 7.3). Distintas consideraciones pueden realizarse en pos de analizar el rol de los factores extrínsecos en el cambio ambiental registrado en los sistemas aluviales de la U-I. La continuidad de la actividad tectónica asociada a estructuras internas elevando los altos de basamento (fases T1 y T2), sugiere que no puede asignarse la disminución en la producción de detritos intracuencales a una falta de elevación de áreas fuente, permitiendo desestimar un control tectónico como condicionante de las variables ambientales registradas. Por otro lado, la persistencia de los flujos de detritos como procesos depositacionales dominantes sugiere que las condiciones climáticas no habrían tenido implicancias relevantes en la modificación del sistema aluvial (Blair y McPherson 1994). De esta manera, el cambio registrado en los sistemas aluviales puede atribuirse a un “ahogamiento” de los sistemas sedimentarios por mayor aporte de material volcanoclástico, lo que habría provocado un ascenso del nivel de base de la cuenca ocasionando que el relleno supere topográficamente los altos internos de basamento, inhibiendo la producción de componentes intracuencales. El “ahogamiento” de los sistemas sedimentarios es un proceso registrado por distintos autores que sugieren que el aporte volcanoclástico, entre otras cosas, permite que los sistemas agraden independientemente del nivel de base estratigráfico regional, incluso superando altos topográficos (Smith 1986, Smith 1987, Smith 1988, Smith 1991, Martina *et al.* 2006, Umazano *et al.* 2012, Cuitiño y Scasso 2013, Di Capua *et al.* 2016).

La U-II, registra sistemas lacustres-deltaicos agradacionales dominados por facies de prodelta/*offshore* y frente deltaico en su sector inferior, a progradacionales dominados por facies de planicie deltaica en el sector superior, ambos delimitados por una superficie S₃. Además, el sector inferior posee un arreglo interno cíclico, con el desarrollo de al menos tres superficies S₃ delimitando dichos ciclos. La recurrencia de las superficies S₃ dentro de la Unidad II es de 0,3–1 ma (Figuras 6.12 y 8.5). Los ciclos del sector inferior de la U-II son internamente progradacionales, comenzando con facies de prodelta/*offshore*

lacustre que pasan a frente deltaico. El aporte del material predominantemente volcánico-provendría desde el Oeste, a través del ingreso de un sistema de drenaje favorecido por el cese de la actividad de la Falla San Martín (dominio Occidental; ver sección 8.1 y Figura 8.6). Durante el desarrollo de la Etapa II, se observa un comportamiento cíclico de aumento y disminución en las tasas de sedimentación (Véase sección 7.3), con una duración de cada ciclo de 0,8-1 ma. A su vez, si bien no se han realizado análisis de detalle de las discordancias progresivas de la Unidad II en las adyacencias de la Falla del Río Chubut Medio, los estudios realizados para las discordancias progresivas desarrolladas en la Unidad III con respecto a la misma estructura sugiere distintas fases de basculamiento (T1 a T3, véase sección 7.1), las cuales poseen duraciones del orden de los 0,3 a 0,9 ma. Finalmente, no se han detectado variaciones climáticas de alta frecuencia en el desarrollo de la Unidad II, probablemente por falta de resolución de los métodos empleados. Por lo anteriormente expuesto, controles volcánicos, tectónicos e incluso climáticos pueden ser considerados a la hora de analizar las variaciones cíclicas de la Unidad II definidas por las superficies S₃. En primer lugar, la proveniencia de material aportado desde el Oeste permite desestimar un control tectónico asociado a distintas fases de basculamiento de la Falla del Río Chubut Medio, ubicada al Este de los sistemas lacustres-deltaicos. En segundo lugar, numerosos trabajos han asignado variaciones cíclicas desarrolladas en sistemas lacustres a cambios climáticos orbitales (Ciclos de Milankovitch, Astin 1990, Olsen y Kent 1999, Maestro 2008, Alonso-Zarza *et al.* 2012, Valero *et al.* 2014, entre otros) con una duración de los ciclos de mayor extensión temporal que generalmente no supera los 400.000 años; sin embargo, se han registrado eventuales variaciones climáticas del orden de hasta 2 ma asociadas a variaciones orbitales en cuencas endorreicas (Valero *et al.* 2014), por lo que no puede desestimarse un control climático. Finalmente, las variaciones cíclicas registradas en los sistemas lacustres (0,3-1 ma), indican una correspondencia parcial con variaciones en las tasas de aporte de material predominantemente volcánico-provenciente (con rangos temporales de 0,8- 1 ma), lo que permitiría vincular el desarrollo de los ciclos progradantes con pulsos de mayor aporte de sedimentos volcánicos.

Dentro de la U-III se registra una superficie S₃ que limita un sector inferior de otro superior, registrando un pasaje desde sistemas aluviales distales a sistemas aluviales proximales, ambos dominados por procesos depositacionales de flujos de detritos (Figuras 6.9, 6.10 y 6.13). Esta superficie posee un carácter angular en el sector Oriental

de la cuenca, en adyacencias de la Falla del Río Chubut Medio. El arreglo vertical involucra dos periodos depositacionales con duración de 0,65 y 1 ma respectivamente. Los estudios detallados de discordancias progresivas desarrollados en la U-III en las adyacencias de Falla del Río Chubut Medio sugieren al menos 3 fases de basculamiento, pudiendo interpretarse un momento de crecimiento abrupto de la estructura (T2), con una rotación angular abrupta de 10° coincidente con la S₃ (véase sección 7.1; Figura 8.5). Por otro lado, el sector inferior se caracteriza por sistemas aluviales medios a distales con un componente volcánico casi exclusivo (~90%), mientras que el sector superior posee sistemas aluviales proximales con una incorporación de material epiclástico del orden del ~25% (véase sección 7.3) constituido mayormente por clastos de basamento adyacente (clastos de basaltos-andesitas en las cercanías de la Sierra de Taquetrén). Cabe mencionar que se detectaron, además, variaciones climáticas con respecto a los sectores inferior y superior de la U-III, con cambios en las precipitaciones medias anuales de ~500 mm a ~850 mm respectivamente (véase sección 7.3). El pasaje desde términos arenosos distales a gravosos proximales puede ser analizado como producto de modificaciones en los factores tectónicos, climáticos o de aporte volcaniclástico. Sobre la base de las evidencias descritas previamente, controles climáticos y volcánicos pueden ser desestimados, teniendo en cuenta que no hubo significativas modificaciones en los procesos depositacionales formadores de los sistemas aluviales de la U-III (Blair y McPherson 1994). El cambio registrado en los sistemas aluviales puede ser interpretado como producto de un crecimiento acelerado de la Falla del Río Chubut Medio (fase T2), generando la discordancia angular (S₃) que separa los términos inferior y superior de la unidad. El rápido crecimiento de la estructura habría generado la elevación de las rocas volcánicas de la Sierra de Taquetrén poniéndolas a disposición de los mecanismos de erosión y transporte para su posterior incorporación al registro de la U-III, provocando la dilución del componente volcaniclástico registrada en el sector superior de la U-III.

Sobre la base de las evidencias presentadas para las variaciones de mayor frecuencia, los cambios registrados por las superficies S₃ dentro de las U-I, U-II y U-III, pueden ser interpretados como señales ambientales que reflejan modificaciones en los controles tectónicos, climáticos o de aporte volcánico, y/o combinaciones de los anteriores.

El análisis desarrollado permitió identificar en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo variaciones en los sistemas depositacionales e interpretarlas como señales ambientales que evidencian cambios en los controles externos (tectónica, clima y volcanismo). Estas variaciones ambientales, asociadas a distintas jerarquías de superficies, fueron asignadas a controles extrínsecos particulares, por lo que la relación entre los controles extrínsecos y los procesos registrados en el relleno a través de señales ambientales (Castelltort *et al.* 2015, Romans *et al.* 2016) pueden ser considerados desde un punto de vista de causas y efectos (Figura 8.7). En este sentido las señales de mayor jerarquía, vinculadas con superficies de 1° orden (S_1) y asignadas a escalas temporales del orden de los 6-15 ma, se corresponden con procesos tectónicos que determinaron estadios de acomodación positiva y negativa para la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 8.7). Los lapsos temporales coinciden con los descritos por Miall (2014) y Romans *et al.* 2016, quienes sugieren rangos de 10^6 - 10^7 años para los procesos tectónicos de agradación en cuencas sedimentarias. Las señales vinculadas a superficies de 2° orden (S_2) poseen una escala temporal de ~ 3 ma y fueron asignadas a controles tectónicos y climáticos que determinaron la instalación y cese de sistemas lacustres (Figura 8.7). Por último, los arreglos de alta frecuencia (0,5-1 ma), asociados a superficies de 3° orden (S_3), registran variaciones internas en los sistemas depositacionales que pueden ser vinculadas con modificaciones en los controles volcánicos, climáticos y tectónicos. Los procesos registrados por las superficies de 2° y 3° orden poseen una duración temporal acorde a lo propuesto por Miall (2014) y Romans *et al.* 2016 para variaciones producidas por distintos procesos extrínsecos registradas en el desarrollo de cuencas sedimentarias (10^5 - 10^6 años; Figura 8.7).

8.3 LA CUENCA DE PASO DEL SAPO EN EL MARCO DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS

8.3.1 Implicancias tectónicas regionales

Los estudios regionales desarrollados sobre cuencas de antepaís andino proponen dos modelos principales: las cuencas de antepaís s. s. y las cuencas de antepaís fragmentado (Figura 2.1; DeCelles y Giles 1996, De Celles 2012, Hain *et al.* 2011, Strecker *et al.* 2012, entre otros). Los sistemas de cuencas de antepaís s. s. expresan que las cuencas de antepaís están originadas por subsidencia flexural de gran longitud de onda (hasta

CONTROL TECTÓNICO, CLIMÁTICO Y VOLCÁNICO EN LA EVOLUCIÓN Y DESARROLLO DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO

A. Síntesis de los controles a distintas escalas y sus efectos

Escala temporal	Jerarquía de Superficies	Control Extrínseco (Causa)	Proceso (Efecto)
$10^6 - 10^7$ años	1º orden	Tectónica	Generación y destrucción de espacios de acumulación
10^6 años	2º orden	Tectónica, Clima	Tipo de sistema depositacional
$10^5 - 10^6$ años	3º orden	Tectónica, Clima, Volcanismo	Variaciones internas en los sistemas depositacionales

B. Señales ambientales y controles extrínsecos

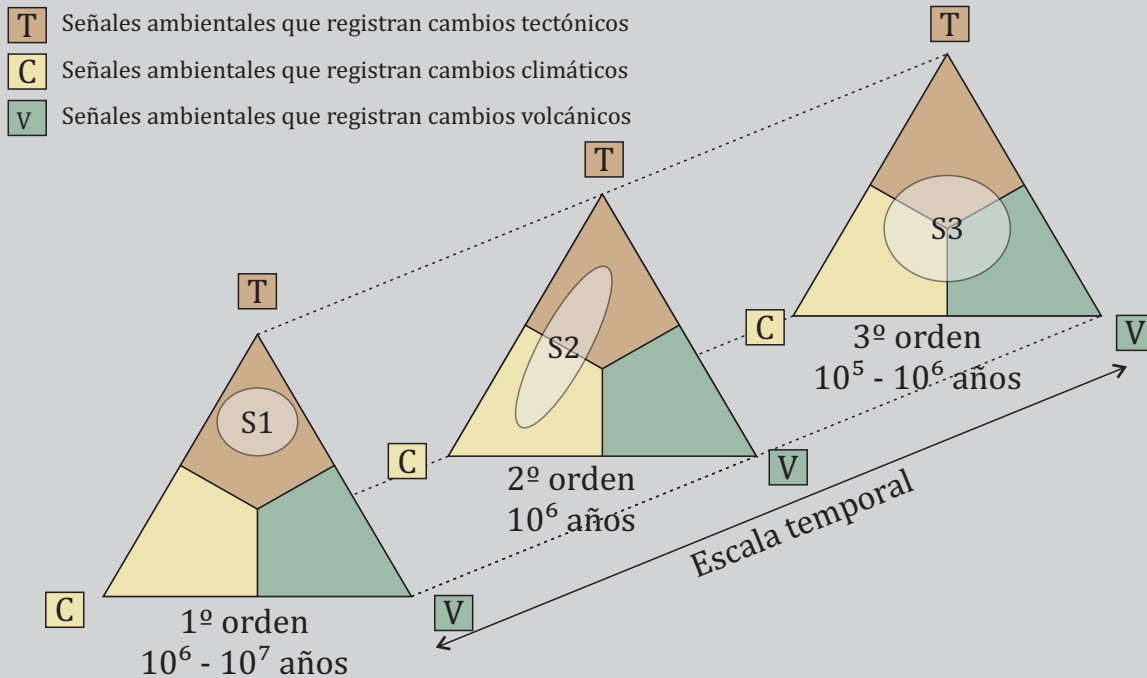


Figura 8.7. Controles extrínsecos en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. A) A gran escala el control tectónico condiciona la generación y destrucción de espacios de acumulación; a escalas intermedias la tectónica y el clima determinan la naturaleza de los sistemas depositacionales; a una escala menor las variaciones internas de los sistemas depositacionales están controladas por los factores tectónicos, climáticos y volcánicos. B) las señales ambientales registradas en el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo evidencian, a distintas escalas, modificaciones en los controles tectónico, climático y volcánico.

1000 km), generada por la carga de la cuña orogénica. La cuña está habitualmente caracterizada por el desarrollo de una faja plegada y corrida cuya deformación migra hacia el antepaís (DeCelles y Giles 1996, De Celles 2012, Hain *et al.* 2011, Strecker *et al.* 2012). Este proceso origina una subdivisión del sector de antepaís en cuatro depozonas características, denominadas tope de cuña (*wedge-top*), antefosa (*foredeep*), bulbo periférico (*bulge*) y retrobulbo (*backbulge*). En contraposición, los modelos de antepaís fragmentado andino (Dávila y Astini 2003, Hain *et al.* 2011, Stecker *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Del Papa *et al.* 2013, Huyghe *et al.* 2014, Ciccioli *et al.* 2018) proponen que la deformación se concentra mayormente en fallas de alto ángulo reactivando e invirtiendo estructuras previas, generando elevación de bloques de basamento aislados sin un patrón de migración de la deformación definido en el espacio y el tiempo. Los altos de basamento generan una partición del espacio de acomodación ocasionando barreras topográficas para el agua y los sedimentos que comúnmente quedan entrampados detrás de los bloques elevados. De esta manera, no resulta claro si el espacio de acomodación en las cuencas de antepaís fragmentado está generado por subsidencia flexural o por el alzamiento de bloques individuales asociados a una tectónica de piel gruesa que genera espacio de acumulación local, vinculado con el alzamiento de los bloques (*uplift*), y subsidencia de corta longitud de onda (Hain *et al.* 2011, Stecker *et al.* 2012). Para el antepaís andino norpatagónico han sido propuestos modelos de antepaís fragmentado que suponen, luego de un estadio de subsidencia regional, la generación local de espacio de acomodación asociado al levantamiento de bloques de basamento (Bilmes *et al.* 2013, Huyghe *et al.* 2014, Gianni *et al.* 2015). En menor medida cuencas de antepaís s.s. con una generación regional del espacio de acomodación asociado a flexión cortical han sido sugeridas (Folguera *et al.* 2015). Las evidencias obtenidas del análisis de la Cuenca de Paso del Sapo señalan que los depósitos neógenos se encuentran controlados en mayor medida por bloques de basamento elevados a través de estructuras contraccionales vinculadas a heterogeneidades paleozoicas, mesozoicas y paleógenas (véase Capítulo 4). La Sierra de Taquetrén, elevada por la Falla del Río Chubut Medio, constituye un rasgo morfoestructural de 1° orden en el antepaís que controló el entrampamiento del agua y de los sedimentos que constituyen el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo (véase secciones previas de este Capítulo). Estas evidencias indican que la Cuenca de Paso del Sapo evolucionó como una cuenca intermontana asociada a la tectónica de bloques desarrollada en el Antepaís Fragmentado Patagónico durante el Mioceno (Bilmes *et al.*

2013). En este contexto, el espacio de acomodación habría estado generado por el levantamiento tectónico de la Sierra de Taquetrén, posiblemente ampliado por subsidencia mecánica local asociada.

Los procesos tectónicos mencionados controlaron el alzamiento de bloques de basamento que condicionaron la acumulación de sedimentos en la cuenca endorreica de Paso del Sapo, mientras que el posterior cese del tectonismo dio lugar a la apertura y degradación de los depósitos neógenos. Esquemas evolutivos similares fueron descritos para distintas cuencas neógenas en el antepaís norpatagónico (e.g. Cuenca de Gastre, Cuenca de Collón Cura, Cuenca de Piedra del Águila, Bilmes *et al.* 2013, Huyghe *et al.* 2014, D'Elia *et al.* 2017). Estas evidencias indican que los procesos tectónicos asociados al crecimiento orogénico neógeno controlaron regionalmente el desarrollo de espacios para la acumulación de sedimentos en la región norpatagónica andina y extra andina. La posterior apertura de los sistemas endorreicos puede asignarse a procesos de erosión retrocedente y captura acelerados por el cese de la actividad tectónica (García-Castellanos *et al.* 2003, García-Castellanos 2006). Es importante destacar que los procesos regionales de captura y posterior caída del nivel de base estratigráfico, podrían estar favorecidos por un alzamiento regional de la región patagónica analizada. En este sentido, distintas propuestas indican un proceso de *uplift* regional de hasta 200 m, indicando como principales causas del alzamiento regional la subducción de la dorsal del Chile y mecanismos de topografía dinámica del manto asociados (Guillaume *et al.* 2009, Pedoja *et al.* 2011, Folguera *et al.* 2015).

El antepaís patagónico fue construido durante dos eventos principales de deformación, el primero desarrollado en tiempos cretácicos-eocenos, y el segundo registrado mayormente en el Mioceno (Giacosa y Heredia 2004, Allard *et al.* 2011, Ramos *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, García Morabito y Ramos 2012, Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Bechis *et al.* 2014, Gianni *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016). Estos eventos de deformación se extendieron ampliamente hacia el retroarco andino configurando los principales rasgos morfoestructurales del antepaís (Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2015, Gianni *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016). Los resultados obtenidos permiten vincular a la cuenca de Paso del Sapo con la fase orogénica miocena, ya que la relación que presentan los depósitos neógenos con los depósitos cretácico-paleocenos, evidencia episodios de reconfiguración y cambios de regímenes

tectónicos (Aragón y Mazzoni 1997, Ruiz *et al.* 2005, Aragón *et al.* 2015, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016) que conllevan a una variación importante de las áreas de acumulación y posición de las zonas depocentrales (Figura 2.3).

Existen aún controversias acerca de la edad precisa de la deformación y la relación temporal existente entre la deformación del sector andino y de la región del antepaís durante la fase orogénica miocena. En este sentido, el evento contraccional mioceno de construcción de los Andes Norpatagónicos y del antepaís asociado se habría iniciado en el Mioceno inferior tardío a Mioceno medio, entre los ~ 19 -16 Ma (Figura 8.8; Bechis *et al.* 2014, Orts *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2015); y habría continuado, según edades radimétricas, hasta el Mioceno superior temprano (Figura 8.8; específicamente hasta los ~ 11 Ma; Orts *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2015), alcanzando una edad Mioceno superior-Plioceno inferida sobre la base de análisis regionales (García Morabito y Ramos 2012, Bechis *et al.* 2014). Distintos autores propusieron un patrón de migración hacia el este de la deformación, con una edad Mioceno inferior para la deformación de los sectores Andinos (19-16 Ma, Orts *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2015), y una edad Mioceno medio para la deformación en sectores del antepaís (Figura 8.8; 16-11 Ma, Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2015), e incluso una retracción de la deformación para sectores andinos precordilleranos para los 13-11 Ma (Ramos *et al.* 2015). Las evidencias obtenidas en este trabajo registran una deformación continua durante al menos 6 ma en el antepaís andino norpatagónico, abarcando el período comprendido entre los 17 y los 11 Ma (Figura 8.8). La nueva información aportada indica una variación espacio-temporal de la deformación dentro de la Cuenca de Paso del Sapo, registrando una primera instancia con actividad tectónica de todas las estructuras de la cuenca durante los 17 -16,4 Ma con tasas promedio de rotación de las estructuras de 0,045 °/ka, y una segunda instancia con concentración de la deformación en la Falla del Río Chubut Medio, alcanzando tasas máximas de rotación de 0,108 °/ka a los $\sim 13,5$ -12,5 Ma, y mínimas hacia el final de la depositación de la U-III (~ 11 Ma), con valores de 0,03 °/ka. Esta información es consistente con lo propuesto por autores previos respecto de la existencia de un evento contraccional registrado para el Mioceno (Folguera y Ramos 2011, Orts *et al.* 2012, García Morabito y Ramos 2012, Bilmes *et al.* 2013, Bechis *et al.* 2014, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016), desarrollado mayormente durante el Mioceno medio, y específicamente entre el Mioceno inferior tardío y el Mioceno superior temprano (Figura 8.8). Por otro lado, la información relevada contrasta en parte con las evidencias de una

TECTÓNICA DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS Y DEL ANTEPAÍS ASOCIADO

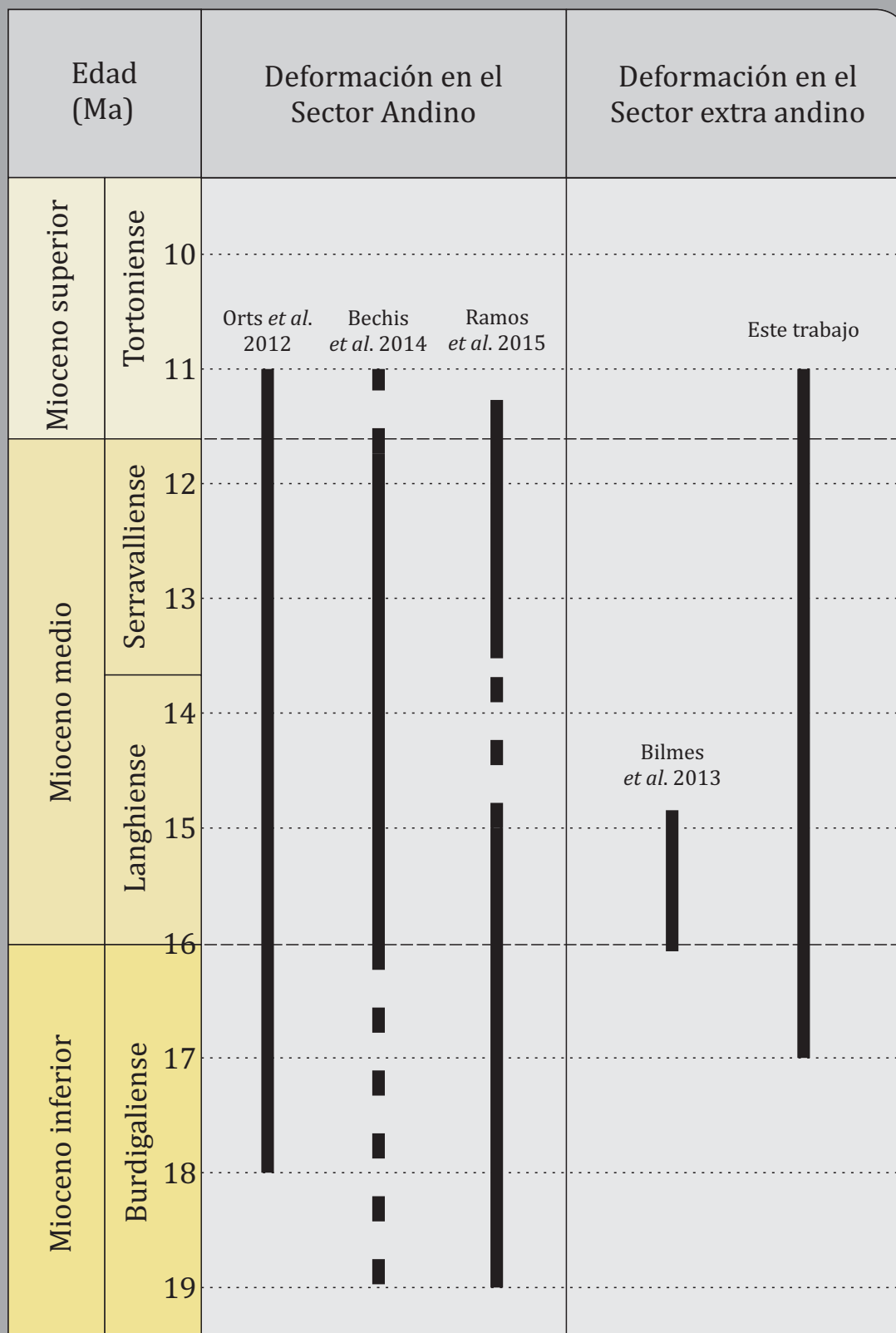


FIGURA 8.8. Rangos temporales de la deformación en los sectores de los Andes Norpatagónicos y en el área extra andina. Se comparan los datos obtenidos por Orts *et al.* 2012, Bechis *et al.* 2014, Ramos *et al.* 2015, y Bilmes *et al.* 2013 con los datos obtenidos en la presente tesis doctoral.

migración de la deformación hacia el antepaís (Orts *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2015), sugiriendo que al menos entre los 17 y los 11 Ma la deformación habría progresado de forma simultánea en los sectores andino y extra andino, donde se habría concentrado en las estructuras más importantes como la Falla del Río Chubut Medio, registrando las máximas tasas de rotación vertical para el periodo comprendido entre los 13,5 y los 12,5 Ma y otorgando un marco más amplio para la deformación en el sector del antepaís en contraste con el corto período contraccional restringido a los 16-15 Ma propuesto por Bilmes *et al.* (2013).

8.3.2 Implicancias regionales de las condiciones y cambios climáticos registrados

El análisis desarrollado sobre el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo, permitió reconocer variaciones climáticas (Figura 8.9; véase secciones 7.2 y 7.4), que pueden ser contrastadas con los procesos tectónicos registrados (Figura 8.9; véase secciones 7.1 y 7.4). El registro paleoclimático de paleosuelos desarrollados de manera continua entre los 17-11 Ma sugiere, a gran escala, una modificación en las condiciones de humedad y en la temperatura de manera gradual (a lo largo del tiempo; Figura 8.9). De esta manera, condiciones más cálidas y húmedas fueron registradas en la base de la secuencia analizada, con precipitaciones y temperaturas medias anuales de 1250 mm y 12 °C, y condiciones de mayor aridez y menor temperatura fueron obtenidas para la sección superior de la secuencia analizada, con precipitaciones y temperaturas medias anuales de 700 mm y 10 °C (Figura 8.9). Por otro lado, cabe destacar dos momentos particulares en la evolución paleoclimática de la Cuenca de Paso del Sapo (Figura 8.9): el primero desarrollado entre los 17-16,5 Ma registra las condiciones de precipitaciones y temperaturas medias anuales máximas (1350 mm y 13°C) y el segundo, a los 13,5-13 Ma, registra una aridización marcada con una importante caída de las precipitaciones acompañada de un descenso en las temperaturas medias anuales (513 mm y 10 °C respectivamente).

Distintos autores han registrado un cambio climático desde condiciones húmedas a condiciones más áridas en los sectores extra andinos, proponiendo al levantamiento de los Andes como el principal desencadenante de la aridización debido a la generación de una barrera orográfica y del desarrollo de la consecuente sombra de lluvias (Figura 8.9;

Starck y Anzótegui 2001, Sobel y Strecker 2003, Hartley 2003, Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006, Palazzesi y Barreda 2012, Roux 2012, Raigemborn *et al.* 2018). Los trabajos mencionados indican que el proceso de aridización no fue sincrónico en todo el dominio andino, con edades desde Miocenas hasta Pliocenas. Para el sector extra andino patagónico, Blisniuk *et al.* (2005), sobre la base de análisis isotópicos, indican que el cambio climático hacia condiciones de aridez habría tenido lugar a los 16,5 Ma, siendo máxima la aridización a los 14 Ma. Roux (2012) propone un comportamiento cíclico del clima para Sudamérica, registrando en particular un período más cálido entre los 21-16 Ma y otro más frío para los 15-6 Ma. Ortiz-Jaureguizar y Cladera (2006) y Palazzesi y Barreda (2012) registran de manera menos detallada temporalmente un cambio desde condiciones húmedas y cálidas hacia condiciones más frías y secas desde el Paleoceno al Pleistoceno. Recientemente, Raigemborn *et al.* (2018) proponen un óptimo de condiciones cálidas y húmedas ubicado entre los 17,5 y 17 Ma registrado en paleosuelos de la Patagonia austral. Los cambios climáticos cenozoicos también han sido objeto de numerosas contribuciones científicas a escala global, siendo el Mioceno uno de los períodos más importantes en términos de variaciones climáticas, registrando la presencia de un óptimo climático para el Mioceno inferior tardío a Mioceno medio temprano con climas cálidos y húmedos (*Mid-Miocene Climatic Optimum*) desarrollado entre los 18 y los 15 Ma (Figura 8.9; Flower y Kennet 1994, Bohme 2003, Lewis *et al.* 2007, Sun y Zhang 2008, You *et al.* 2009), y un período posterior de enfriamiento y aridización hacia el Mioceno medio, registrado específicamente entre los 16 y los 13,5 Ma (Figura 8.9; Flower y Kennet 1994, Bohme 2003, Lewis *et al.* 2007, Sun y Zhang 2008, You *et al.* 2009).

Al analizar las variaciones climáticas en relación a los procesos tectónicos regionales, se observa que durante todo el período de aridización a gran escala desarrollado entre los 17 – 11 Ma, los procesos tectónicos generadores de relieve estuvieron activos en los sectores andinos y extra andinos norpatagónicos (Figura 8.9; véase secciones 7.2, 7.4 y 8.3.1). En este sentido, el cambio climático a gran escala registrado para la Cuenca de Paso del Sapo entre los 17-11 Ma habría estado desencadenado por el alzamiento regional de los sectores andino y extra andino norpatagónicos y el desarrollo de la consecuente sombra de lluvias. La presencia de condiciones de precipitaciones y temperaturas medias anuales máximas registradas para los 17-16,5 Ma poseen una muy buena correlación con las edades mencionadas por otros autores para el Óptimo Climático del Mioceno registrado a escala global entre los 18-15

VARIACIONES CLIMÁTICAS DE LA CUENCA DE PASO DEL SAPO Y SU VINCULACIÓN CON CAMBIOS REGIONALES Y GLOBALES

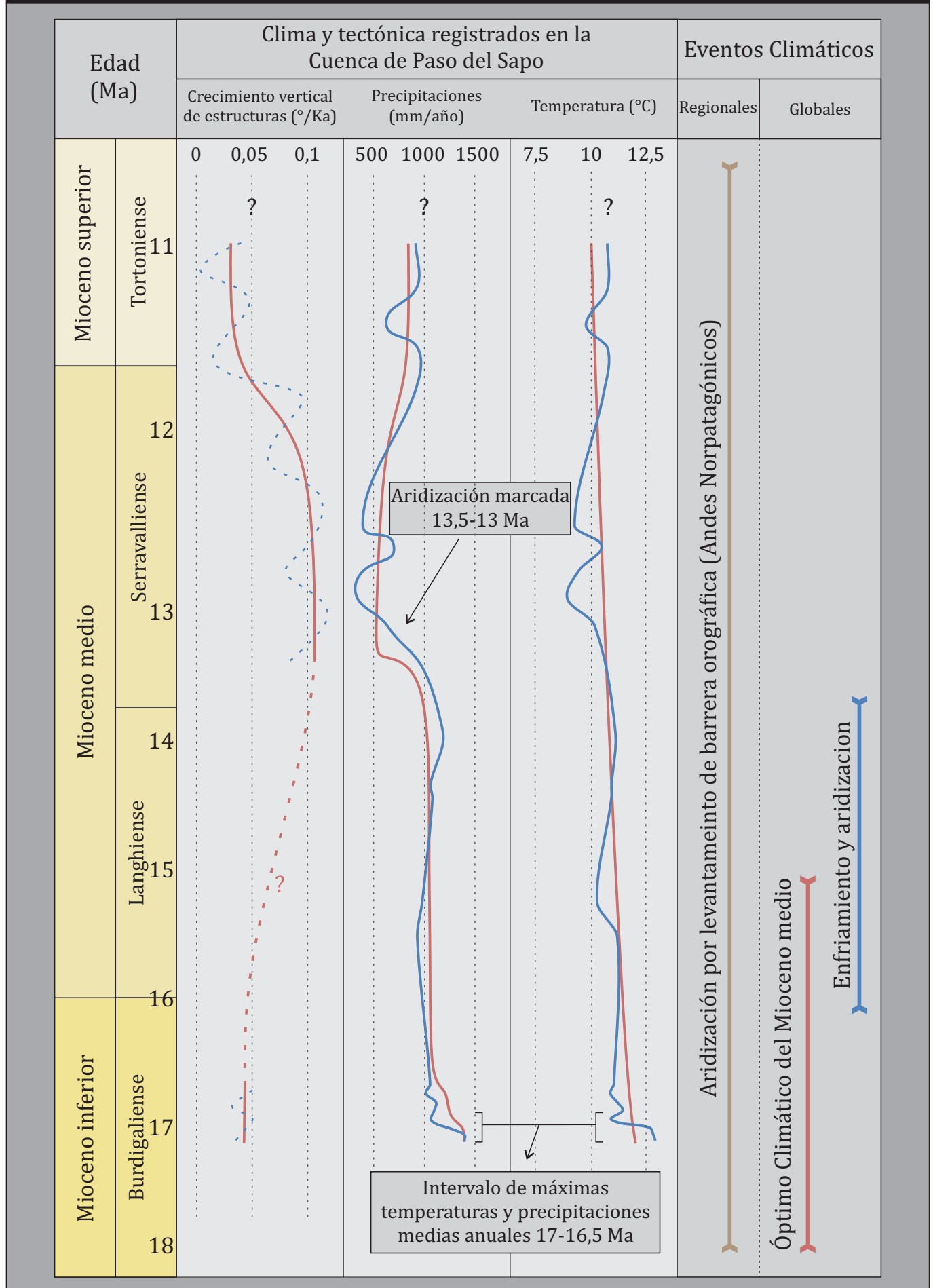


FIGURA 8.9. Variaciones en las precipitaciones y temperaturas medias anuales registradas para el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo y su vinculación con procesos tectónicos, comparados temporalmente con los principales cambios climáticos desarrollados a nivel regional (aridización asociada al alzamiento de los Andes Norpatagónicos) y global (Óptimo Climático del Mioceno Medio y Enfriamiento y aridización global subsecuente). Las curvas azules muestran valores absolutos y las rojas valores promediados por Unidad de Relleno

Ma (Figura 8.9; Flower y Kennet 1994, Bohme 2003, Lewis *et al.* 2007, Sun y Zhang 2008, You *et al.* 2009), y específicamente para los 17,5 a 17 Ma en regiones cercanas del antepaís patagónico (Raigemborn *et al.* 2018). Finalmente, las condiciones climáticas desarrolladas a los 13,5-13 Ma, que indican una marcada aridización y las temperaturas más bajas registradas, coinciden con las mayores tasas de crecimiento registradas al menos en el sector del antepaís (Falla del Río Chubut Medio, véase párrafos previos) y con el final del período de enfriamiento y aridización a escala global, por lo que pueden ser interpretadas como respuesta a un clímax de crecimiento orogénico y sombra de lluvias (Figura 8.9; Starck y Anzótegui 2001, Sobel y Strecker 2003, Hartley 2003, Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006, Palazzesi y Barreda 2012, Roux 2012, Raigemborn *et al.* 2018), o bien como el registro de las condiciones globales que indican climas más fríos y secos para edades de 16-13,5 Ma (Figura 8.9; Flower y Kennet 1994, Bohme 2003, Lewis *et al.* 2007, Sun y Zhang 2008, You *et al.* 2009).

8.3.3 El volcanismo mioceno y la sedimentación en el antepaís norpatagónico

La evolución geológica de los Andes Norpatagónicos está caracterizada por una fuerte impronta tectono-magmática. En este sentido, se reconocieron distintos períodos de actividad magmática registrados entre los 150 Ma y el presente, asociados a diversos regímenes tectónicos durante el desarrollo de los Andes Norpatagónicos (González Díaz 1982, Parada *et al.* 1987, Rapela 1987, Munizaga *et al.* 1988, Rapela y Kay 1988, Cingolani *et al.* 1991, Pankhurst *et al.* 1992, Pankhurst y Hervé 1994, Pankhurst *et al.* 1999, Hervé *et al.* 2007, Castro *et al.* 2010, Aragón *et al.* 2011). En particular, la actividad magmática miocena, asociada al evento de construcción andina norpatagónica contemporánea, está representada por componentes endógenos y exógenos del sistema magmático. Los cuerpos intrusivos que se vinculan con las fases miocenas de magmatismo del batolito norpatagónico, fueron reconocidos mayoritariamente en sectores andinos y poseen diversas composiciones, desde ácidas a básicas, con edades de 18-12 Ma (Hervé *et al.* 2007, Aragón *et al.* 2011). Las componentes magmáticas exógenas, poseen, en cambio, una amplia distribución tanto en los sectores andinos como extra andinos, y están representadas por grandes mantos ignimbríticos (e.g. ignimbrita Pilcaniyeu, Mazzoni y Benvenuto 1990), por depósitos de caída a partir de nubes de ceniza y por extensos

depósitos volcanoclásticos retrabajados con escasa incorporación de material epiclástico (Rapela 1988, Mazzoni y Stura 1990, Mazzoni y Benvenuto 1990, Cazau 1980, Ramos *et al.* 2011, Aragón *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2014). Estos depósitos volcanoclásticos fueron asociados al arco volcánico desarrollado en el Mioceno, que habría migrado hacia el antepaís, en conjunto con la deformación, durante los 18-12 Ma (Orts *et al.* 2012).

El análisis realizado en la Cuenca de Paso del Sapo permitió reconocer la presencia de abundante material volcanoclástico y en menor medida epiclástico integrando el relleno de la misma. El volumen de material volcanoclástico alcanza valores totales de $\sim 40 \text{ km}^3$, representados en las U-I, U-II y U-III y depositados entre los 17-11 Ma. Los componentes volcanoclásticos están representados mayoritariamente por depósitos retrabajados, con escasos sedimentos asignados a depositación volcanoclástica primaria producto de caída de ceniza a partir de nubes cineríticas. Las tasas de sedimentación registradas para la Cuenca de Paso del Sapo (5-11 cm/Ka) son significativamente menores que las registradas para cuencas neógenas de antepaís fragmentado con relleno predominantemente volcanoclástico desarrolladas en sectores más proximales del antepaís andino (tasas mayores a 40 cm/Ka; Johnson 1985, Beer *et al.* 1987, Vergés *et al.* 2001, Martina *et al.* 2006). Estas evidencias, en conjunto con la presencia de un sistema de aporte de material predominantemente volcanoclástico ($\sim 95\%$ del volumen total para los sistemas lacustres-deltaicos de la U-II) proveniente del Oeste, permiten interpretar a los depósitos volcanoclásticos de la Cuenca de Paso del Sapo como producto del retrabajo distal de las facies volcanoclásticas primarias registradas hacia los sectores cordilleranos (Rapela 1988, Mazzoni y Stura 1990, Mazzoni y Benvenuto 1990, Cazau 1980, Ramos *et al.* 2011, Aragón *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2014). Cabe señalar que la U-III registra los mayores volúmenes de material predominantemente volcanoclástico ($21,2 \text{ km}^3$) y las mayores tasas de sedimentación (11,3 cm/Ka) con respecto a las U-I y U-II. Este incremento en la cantidad de material volcanoclástico aportado podría corresponderse con una migración del arco magmático hacia el antepaís (Orts *et al.* 2012), o bien con reconfiguraciones en los sistemas alimentadores. Las variaciones de alta frecuencia en las tasas de sedimentación indican que el aporte de sedimentos desarrolló un comportamiento cíclico. Este fenómeno puede atribuirse a variaciones cíclicas en los procesos magmáticos de generación de material volcanoclástico. Además, la abundancia de material volcanoclástico primario y retrabajado registrado en las regiones andinas y

extra andinas norpatagónicas podría tener una vinculación genética con los cuerpos intrusivos registrados para el Mioceno en las mismas regiones (Hervé *et al.* 2007, Aragón *et al.* 2011).

Las evidencias desarrolladas en este trabajo, en conjunto con los principales procesos tectónicos, climáticos y volcánicos registrados para la región indican un complejo patrón de interacción entre las variaciones de los distintos controles extrínsecos y la sedimentación en el antepaís norpatagónico, y en particular en la Cuenca de Paso del Sapo. La producción de sedimentos en el largo término (10^5 - 10^7 años) resulta de la relación entre los procesos de erosión climáticamente controlada de paisajes tectónicamente elevados con procesos magmáticos de generación de volcaniclastos. Como producto de esta relación, grandes volúmenes de material predominantemente volcaniclastico, con material epiclastico subordinado, fueron producidos y distribuidos durante el Mioceno en las zonas andinas y extra andinas norpatagónicas. La actividad magmática posee una estrecha vinculación con los procesos tectónicos a gran escala (10^6 - 10^7) años, resultando en el desarrollo de distintos eventos tectono magmáticos en la historia de los Andes Norpatagónicos. En este sentido, el Mioceno registra una intensa actividad magmática vinculada con los procesos tectónicos contraccionales de construcción andina. La naturaleza fragmentada del antepaís norpatagónico indica procesos tectónicos de alzamiento de barreras topográficas como principal condicionante de la generación y destrucción de espacios propicios para la sedimentación en el antepaís, a través de cierres de sistemas de drenaje; mientras que la naturaleza y distribución de los sistemas sedimentarios depende de la interacción entre variables tectónicas y climáticas, condicionando variaciones ambientales en términos de 10^6 años, representadas por una alternancia de sistemas aluviales-lacustres-aluviales en la Cuenca de Paso del Sapo. Las variaciones climáticas registradas a través de señales ambientales para las distintas etapas de la evolución de la cuenca pueden ser interpretadas en términos regionales y globales, y asignadas al crecimiento tectónico de barreras orográficas o a cambios climáticos globales respectivamente. Los controles extrínsecos condicionan, de esta manera, el aporte y la sedimentación en el antepaís norpatagónico, a través de una compleja interacción que incluye procesos tectónicos, climáticos y de aporte volcaniclastico superpuestos en el tiempo y espacio y desarrollados a múltiples escalas temporales (10^7 - 10^5 años).

Estas consideraciones indican la necesidad de efectuar análisis desde múltiples aproximaciones con el fin de entender de qué manera y en qué magnitud los procesos tectónicos, climáticos y volcánicos locales, regionales y globales, registrados a distintas escalas temporales, controlan la generación, el desarrollo y la degradación de las cuencas sedimentarias del antepaís andino norpatagónico.

CAPÍTULO 9

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES



CAPÍTULO 9 - CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

El análisis desarrollado en el presente trabajo de tesis doctoral permitió llegar a una serie de conclusiones y consideraciones finales que se enumeran a continuación:

- 1) Los depósitos neógenos analizados fueron asignados a un nuevo depocentro del antepaís norpatagónico denominado Cuenca de Paso del Sapo. Esta cuenca posee una orientación elongada N-S a NO-SE, un espesor de ~ 300 m y una extensión de ~ 750 km².
- 2) La cuenca de Paso del Sapo está asociada a un régimen contraccional que reactivó e invirtió estructuras previas. Se desarrolla en una zona triangular deprimida entre dos estructuras principales de vergencia opuesta, que constituyen los bordes de la cuenca.
- 3) Se definió un dominio morfoestructural Oriental vinculado a inversión de estructuras mesozoicas asociadas con heterogeneidades corticales paleozoicas; un dominio Occidental representado por una estructura inversa desarrollada por inversión de una falla normal paleógena; y un dominio Central con desarrollo de estructuras internas fuertemente oblicuas a las fallas de borde.
- 4) Las superficies definidas dentro del relleno de la cuenca delimitan unidades de acumulación, definidas como U-I, U-II, U-III y U-IV. La U-I puede ser correlacionada con la Formación La Pava; las U-II y U-III se corresponden con los sectores inferior y superior de la Formación Collón Cura respectivamente; y la U-IV puede ser considerada equivalente a los Depósitos de Planicies Superiores.
- 5) El marco temporal de alta resolución definido para el relleno de la Cuenca de Paso del Sapo indica que la U-I fue depositada durante los ~ 17 y los 16,4 Ma (Burdigaliense, Mioceno inferior); la U-II entre los 16,4 y 13,15 Ma (Burdigaliense– Serravalliense, Mioceno inferior tardío a Mioceno medio); la U-III fue acumulada entre los 13,15 y los 11,5 Ma (Serravaliense – Tortoniense, Mioceno medio a superior); y los depósitos de la U-IV poseen una edad Plio-Pleistocena.

- 6) La U-I fue asignada a sistemas aluviales con desarrollo de paleosuelos y asociaciones de facies aluviales proximales (F1) y aluviales distales (F2). La U-II representa la acumulación en sistemas lacustres-deltaicos, con facies de prodelta a *offshore* lacustre (F3), de frente deltaico (F4), y de planicie deltaica (F5). Sistemas de acumulación aluviales fueron interpretados para la U-III, con desarrollo de facies distales (F6) y proximales (F7). Por último, se definieron sistemas fluviales predominantemente gravosos (F8) para la U-IV.
- 7) Se definió una posible historia evolutiva para el desarrollo de la Cuenca de Paso del Sapo, representada por cuatro etapas. La primera etapa desarrollada en el Burdigaliense (~17 - 16,4 Ma.), se caracterizó por la estructuración de la Cuenca de Paso del Sapo y por la depositación sincrónica de sistemas aluviales volcaniclásticos de reducida extensión. La segunda etapa, desarrollada en el Burdigaliense - Serravalliense (16,4 - 13,15 Ma.), registra el desarrollo de sistemas lacustres-deltaicos volcaniclásticos y sin-tectónicos. Para la tercera etapa, desarrollada en el Serravalliense - Tortoniense (13,15-11,5 Ma.), se interpretaron ambientes de acumulación aluviales, sin-tectónicos y volcaniclásticos. La cuarta y última etapa, ubicada temporalmente en el Plio-Pleistoceno, registra una degradación de la cuenca, representada por incisión fluvial con depósitos gravosos aterrazados en un contexto post-tectónico y sin aporte volcánico.
- 8) El desarrollo de la Cuenca de Paso del Sapo estuvo controlado por procesos tectónicos, climáticos y volcánicos. El factor tectónico condicionó el desarrollo de un estadio endorreico con acomodación positiva y un estadio exorreico con degradación de la cuenca. El clima y la tectónica, controlaron la instalación y cese de los sistemas lacustres. Por último, las variaciones cíclicas de alta frecuencia pudieron ser asignadas a procesos tectónicos, climáticos y de aporte volcánico.
- 9) La deformación habría progresado de manera simultánea para el intervalo temporal comprendido entre los 17-11 Ma en los sectores andino y extra andino Norpatagónicos, constituyendo un sistema de antepaís fragmentado. De esta manera se amplía el rango de edad de la deformación registrado por trabajos previos para el sector extra andino.

- 10) El registro climático permitió establecer correlaciones con condiciones climáticas particulares a nivel global asociadas con el registro del óptimo climático global (*mid-Miocene Climatic Optimum*) seguido de una aridización vinculada al levantamiento andino norpatagónico y la subsecuente sombra de lluvias.
- 11) De manera simultánea con los eventos tectónicos y climáticos, grandes cantidades de material volcánico fueron producidas en los andes Norpatagónicos, constituyendo un 80-90 % del relleno de la Cuenca de Paso del Sapo. El incremento en los volúmenes de material volcánico aportado podría corresponderse con una migración del arco magmático hacia el antepaís.

BIBLIOGRAFÍA



BIBLIOGRAFÍA

Allard, J., Giacosa, R. y Paredes, J.M. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación Los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas: 988-989, Neuquén.

Allen, P. A. 2008. From landscapes into geological history. *Nature* 451(7176): 274-276.

Alonso-Zarza, A. M., Meléndez, A., Martín-García, R., Herrero, M. J., y Martín-Pérez, A. 2012. Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: lessons from the Miocene of the Teruel Graben, NE Spain. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4): 141-160.

Aragón, E. y Mazzoni, M. 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (3): 243-256.

Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Liu, D. Y. 2011. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 547-554.

Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Liu, D. Y. 2011. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 547-554.

Astin, T. R. 1990. The Devonian lacustrine sediments of Orkney, Scotland; implications for climate cyclicity, basin structure and maturation history. *Journal of the Geological Society*, 147(1): 141-151.

Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41-43 S): Paleogeographic and tectonics implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72-93.

Beer, J. A., Jordan, T. E., y Johnson, N. M. 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, provincia de San Juan. In 10 Congreso Geológico Argentino p. 83-86.

Belloso, E., Genise, J. y Cantil, L. 2014. Sedimentación volcánoclastica y pedogénesis en el Mioceno del antepaís norpatagónico. 14º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 42-43, Puerto Madryn.

Bhattachayra, J.P. 2006. Deltas. En Posamentier, H.W y Walker, R.G. (eds.) *Facies model revisited*, SEPM Special Publication: 237-292.

Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J., Veiga, G. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.

Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G. y Franzese, J. 2014. Relleno intermontano en el Antepaís Fragmentado Patagónico : evolución neógena de la Cuenca de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(3): 311-330.

Bilmes, A., D'Elia, L., Cuitiño, J., Franzese, J., y Ariztegui, D. 2017. Climatic, Tectonic, Eustatic, and Volcanic Controls on the Stratigraphic Record of Península Valdés. In *Late Cenozoic of Península Valdés, Patagonia, Argentina* (p. 1-22). Springer, Cham.

Blair, T. C., y McPherson, J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research* 64(3).

Blair, T. C., y McPherson, J. G. 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology* 55(3): 579-615.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B. y Zeitler, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230: 125-142.

- Böhme, M. 2003. The Miocene climatic optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195(3): 389-401.
- Boufama, B., Weinshall, D., y Werman, M. 1994. Shape from motion algorithms: a comparative analysis of scaled orthography and perspective. *Computer Vision-ECCV'94* 197-204.
- Bridge, J. S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing, Oxford, p. 491.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., y Tursina, T. 1985. *Handbook for soil thin section description*. Wayne Research.
- Burbank, D. W. y Pinter, N. 1999. Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Research*, 11(1): 1-6.
- Carroll, A. R., y Bohacs, K. M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2): 99-102.
- Castelltort, S., Whittaker, A., y Vergés, J. 2015. Tectonics, sedimentation and surface processes: from the erosional engine to basin deposition. *Earth Surface Processes and Landforms* 40(13): 1839-1846.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N. y Such, P. 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 508-530.
- Cazau, L. 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En Turner J. C. (ed.) *Academia Nacional de Ciencias, 2º Simposio Geología Regional Argentina, Actas 2: 1149-1171, Córdoba*.
- Cembrano, J., y Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96-113.
- Ciccioli, P. L., Marensi, S. A., Amidon, W. H., Limarino, C. O., y Kylander-Clark, A. 2018. Alluvial to lacustrine sedimentation in an endorheic basin during the Mio-Pliocene: The Toro Negro formation, central Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R. J., Parada, M. A. y Rapela, C. W. 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. *Geological Society of America Special Paper*, 265: 29-44.
- Critelli, S., e Ingersoll, R. V. 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: An example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology*, 42(5): 783-804.
- Critelli, S., Marsaglia, K. M., y Busby, C. J. 2002. Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 114(5): 515-527.
- Cuitiño, J. I., y Scasso, R. A. 2013. Reworked pyroclastic beds in the early Miocene of Patagonia: reaction in response to high sediment supply during explosive volcanic events. *Sedimentary Geology*, 289: 194-209.
- D'Elia, L., y Martí, J. 2013. Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 170(4): 571-584.
- D'Elia, L.; Bilmes, A.; Varela, A.N.; Bucher, J.; Lopez, M.; García M; Funes, D.; Franzese, J. 2017. Distinguishing environmental signals in a syn-orogenic, volcanoclastic to erosional engine sediment routing system: a case study from the Patagonian Foreland, Argentina. *International Meeting of Sedimentology* 215, 1062p.
- Dávila, F. M., Astini, R. A. 2003. Early Middle Miocene broken foreland development in the southern Central Andes: evidence for extension prior to regional shortening. *Basin Research*, 15(3): 379-396.
- DeCelles, P. G. 2012. Foreland basin systems revisited: Variations in response to tectonic settings. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances* 405-426.

- DeCelles, P. G., y Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin research* 8(2): 105-123.
- Del Papa, C., Hongn, F., Powell, J., Payrola, P., Do Campo, M., Strecker, M. R., y Pereyra, R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaquí Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research*, 25(5): 574-593.
- Di Capua, A., Vezzoli, G., y Groppelli, G. 2016. Climatic, tectonic and volcanic controls of sediment supply to an Oligocene Foredeep basin: The Val d'Aveto Formation (Northern Italian Apennines). *Sedimentary Geology*, 332: 68-84.
- Díaz, E. F. G. 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4): 365-393.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677-678: 99-114.
- Fielding, C. R. 2010. Planform and facies variability in asymmetric deltas: facies analysis and depositional architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the western Henry Mountains, south-central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research* 80(5): 455-4
- Fielding, C. R., Allen, J. P., Alexander, J., y Gibling, M. R. 2009. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics. *Geology*, 37(7): 623-626.
- Figari, E., Courtade, S. y Constantini, L. 1996. Stratigraphy and Tectonics of Cañadon Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, North of Chubut Province, Argentina. *Geo-Research Forum* 359-368.
- Figari, E., Scasso, R., Cúneo, R. y Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (2): 135-169.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1 66-77.
- Fisher, J. A., y Nichols, G. J. 2013. Interpreting the stratigraphic architecture of fluvial systems in internally drained basins. *Journal of the Geological Society*, 170(1): 57-65.
- Flower, B. P., y Kennett, J. P. 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 108(3-4): 537-555.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 531-546.
- Folguera, A., Gianni, G., Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Novara, I., Colavitto, B., Alvarez, O., Orts, D., Tobal, J., Giménez, M., Introcaso, A., Ruiz, F., Martínez, P. y Ramos, V.A. 2015. A review about the mechanisms associated with active deformation, regional uplift and subsidence in southern South America. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 511-529.
- Folguera, A., Zárate, M., Tedesco, A., Dávila, F., y Ramos, V. A. 2015. Evolution of the Neogene Andean foreland basins of the Southern Pampas and Northern Patagonia (34–41 S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 452-466.
- Gallagher, T.M., y Sheldon, N.D. 2013. A new paleothermometer for forest palaeosols and its implications for Cenozoic climate. *Geology* 41: 647–650.
- Galli, C. A. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Aguila. SEGEMAR, Buenos Aires.
- Galloway, W. E., y Hobday, D. K. 1996. Fluvial Systems. In *Terrigenous Clastic Depositional Systems* (pp. 60-90). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gani, M. R., y Bhattacharya, J. P. 2005. Lithostratigraphy versus chronostratigraphy in facies correlations of Quaternary deltas: Application of bedding correlation.

- Gani, M. R., y Bhattacharya, J. P. 2007. Basic building blocks and process variability of a Cretaceous delta: internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave, and tidal processes than is indicated by external shape. *Journal of Sedimentary Research* 77(4): 284-302.
- García Morabito, E., Götze, H.J. y Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499: 1-21.
- García Morabito, E., y Ramos, V. A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38 30'–40 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 13-30.
- García-Castellanos, D. 2006. Long-term evolution of tectonic lakes: climatic controls on the development of internally drained basins. *Geological Society of America Special Papers* 398: 283-294.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J., y Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108(B7).
- Gawthorpe, R., y Hardy, S. 2002. Extensional fault-propagation folding and base-level change as controls on growth-strata geometries. *Sedimentary Geology*, 146(1-2): 47-56.
- Gehrels, G., Valencia, V. y Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9 (3).
- Genise, J., Mángano, M., Buatois, L., Laza, J. y Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in palaeosols: The *Coprinisphaera* ichnofacies. *Palaio* 15: 49-64.
- Ghiglione, M. C., Ramos, V. A., y Cristallini, E. O. 2002. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos. *Revista geológica de Chile*, 29(1): 17-41.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°–42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18(1): 61-72.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, A., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Giovanoli, F. 1990. Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in Lake Geneva. In *Large Lakes* (pp. 175-195). Springer, Berlin, Heidelberg.
- González Díaz, E. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. En: Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1099-1147, Córdoba.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Cambridge University Press, Cambridge.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M. y Riquelme, R. 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction?. *Tectonics* 28: TC2009.
- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H., y Schmitt, A. K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25 S). *Tectonics* 30(2).
- Hartley, A. 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society* 160: 7–10.
- Harwin, S., y Lucieer, A. 2012. Assessing the accuracy of georeferenced point clouds produced via multi-view stereopsis from Unmanned Aerial Vehicle (UAV) imagery. *Remote Sensing*, 4(6): 1573–1599.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian Batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 373-394.
- Howard, A. D., Dietrich, W. E. y Seidl, M. A. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7): 13971-13986.

- Huerta, P., Armenteros, I., y Silva, P. G. 2011. Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. *Sedimentology* 58(7): 1716-1736.
- Huyghe, D., Bonnel, C., Niviere, B., Fasentieux, B., y Hervouët, Y. 2015. Neogene tectonostratigraphic history of the southern Neuquén basin (39–40° 30' S, Argentina): implications for foreland basin evolution. *Basin Research*, 27(5): 613-635.
- Johnson A.T. 1985. Magnetic polarity stratigraphy of a Tertiary basin near Rodeo, San Juan province, Argentina. Senior thesis, Dartmouth College.
- Köppen, W. 1923. *Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter & Company, Berlin.
- Kovda, I., Mermut, A., 2010. Vertic features. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam, p. 109–127.
- Kühn, P., Aguilar, J., Miedema, R. 2010. Textural features and related horizons. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam, p. 217–250.
- Le Roux, J. P. 2012. A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 2: continental conditions. *Sedimentary Geology*, 247: 21-38.
- Lewis, A. R., Marchant, D. R., Ashworth, A. C., Hemming, S. R., y Machlus, M. L. 2007. Major middle Miocene global climate change: Evidence from East Antarctica and the Transantarctic Mountains. *Geological Society of America Bulletin* 119 (11-12): 1449-1461.
- Linares, E., Cagnoni, M. C., Do Campo, M., y Ostera, H. A. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 53-61.
- Lindbo, D.L., Stolt, M.H., Vepraskas, M.J. 2010. Redoximorphic features. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretations of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam, p. 129–147.
- Lizuain, A. 2010. Hoja Geológica 4369-I, Gastre. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM-SEGEMAR). Mapa Publicado. Informe inédito, Buenos Aires.
- López de Luchi, M. G., y Cerrredo, M. E. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 526-546.
- Maestro, E. 2008. Sedimentary evolution of the Late Eocene Vernet lacustrine system (South-Central Pyrenees). Tectono-climatic control in an alluvial-lacustrine piggyback basin. *Journal of Paleolimnology*, 40(4): 1053-1078.
- Malumián, N., Ardolino, A. A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Exrandina. En *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (18): 557-612, Buenos Aires.
- Marshall, L., Pascual, R., Curtis, G. y Drake, R. 1977. South American geochronology: Radiometric time scale for middle to late tertiary mammal-bearing horizons in patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Martina, F., Dávila, F. M., y Astini, R. A. 2006. Mio–Pliocene volcanoclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: a case of volcanic controls on sedimentation in broken foreland basins. *Sedimentary Geology*, 186(1-2): 51-65.
- Maynard, J.B. 1992. Chemistry of modern soils as guide for interpreting Precambrian palaeosols. *The Journal of Geology* 100: 279–289.
- Mazzoni, M., y Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, northwestern Patagonia. In *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires 2: 87-90.

- Mazzoni, M., y Stura, S. 1990. El Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu, Formación Collón Curá (Mioceno), provincia de Río Negro y Neuquén. *Actas de la Tercera Reunión Argentina de Sedimentología*, San Juan 187-192.
- Mc Clay, K. y Buchanan, P. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. *Thrust Tectonics* 93-104.
- Miall, A. 2014. The facies and architecture of fluvial systems. In *Fluvial Depositional Systems* (p. 9-68). Springer.
- Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits. Springer Verlag, Berlín, 582 p.
- Milliman, J. D. y Syvitski, J. P. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 100(5): 525-544.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R. J., Brook, M. y Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39–42 S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3): 309-316.
- Nemec, W., y Steel, R. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits.
- Nichols, G. 2012. Endorheic basins. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* 621-632.
- Nichols, G. J. 2004. Sedimentation and base-level in an endorheic basin: The early Miocene of the Ebro Basin, Spain. *Boletín Geológico y Minero*, 115(3): 427-438.
- Nichols, G. y Fisher, J. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195: 75-90.
- Nordt, L.C., y Dreise, S.D., 2010. New weathering index improves paleorainfall estimates from vertisols. *Geology* 38: 407–410.
- Nullo, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 88, Buenos Aires.
- Nullo, F. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 79, Buenos Aires.
- Olsen, P. E., y Kent, D. V. 1999. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the Early Mesozoic time-scale and the long-term behaviour of the planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357(1757): 1761-1786.
- Ortiz-Jaureguizar, E. y Cladera, G.A. 2006. Paleoenvironmental evolution of Southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments* 66: 498–532.
- Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V. A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'–43°S). *Tectonics* 31(3): TC3012.
- Palazzesi, L. y Barreda, V. 2012. Fossil pollen records reveal a late rise of open-habitat ecosystems in Patagonia. *Nature communications* 3: 1294.
- Pankhurst, R. J. y Hervé, F. 1994. Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian batholith, Aysén, Southern Chile. In *7° Congreso Geológico Chileno* (Vol. 2, p. 1409-1413).
- Pankhurst, R. J., Hervé, F., Rojas, L. y Cembrano, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42–42 30' S). *Tectonophysics*, 205(1-3): 283-294.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4): 673-694.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76(3-4): 235-257.

- Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W., Fanning, C. y Márquez, M. 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27-44.
- Parada, M.A., Godoy, E., Hervé, F. y Thiele, R. 1987. Miocene calc-alkaline plutonism in the Chilean Southern Andes. *Revista Brasileira de Geociencias* 17 (4): 450-455.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., Iglesias, M. y Weill, P. 2011. Uplift of quaternary shorelines in eastern Patagonia: Darwin revisited. *Geomorphology* 127: 121-142.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences discussions* 4(2): 439-473.
- Petersen, C. 1946. Estudios geológicos en la región del Río Chubut Medio. Dirección General de Minas y Geología, Boletín, 59, 137 p. Buenos Aires.
- Poblet, J. 2012. 2D Kinematic Models of Growth Fault-Related Folds in Contractual Settings. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 538-564.
- Rabassa, J. 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu Comallo, Provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-746, Buenos Aires.
- Raigemborn, M. S., Krapovickas, V., Beilinson, E., Peral, L. E. G., Zucol, A. F., Zapata, L., y Sial, A. N. 2018. Multiproxy studies of Early Miocene pedogenic calcretes in the Santa Cruz formation of southern Patagonia, Argentina indicate the existence of a warm temperate vegetation adapted to a fluctuating water table. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 500: 1-23.
- Ramos, M., Orts, D., Calatayud, F., Pazos, P., Folguera, A. y Ramos, V. 2011. Estructura, Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Ñirihuau en las nacientes del río Cushamen, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 210-224.
- Ramos, M., Tobal, J., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D., Giménez, M. y Ramos, V. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution using the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2): 467-485.
- Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.
- Ramos, V. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.
- Ranalli, J. N., Peroni, G. O., Boggetti, D. A., y Manoni, R. 2011. Cuenca Cañadón Asfalto. Modelo tectosedimentario. In VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas Visión Actual, p. 185-216.
- Rapalini, A., López De Luchi, M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Giménez, M. y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some Insights from a Multidisciplinary Study of Magmatic Units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta* 8: 349-371.
- Rapela, C. W. 1987. El batolito patagónico entre 40 30'y 41 15'S. Estudio geoquímico preliminar. In Congreso Geológico Argentino, No. 10, (p. 21-23).
- Rapela, C. W. y Kay, S. M. 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11(3): 175-182.
- Rapela, C.W. y Kay, S.M. 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of Northern Patagonia. *Episodes* 11 (3): 176-182.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geological Society of London, Special Publication* 246: 217-239.
- Ravazzoli, I. A., y Sesana, F. L. 1977. Descripción geológica de la hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro: Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Republica Argentina.

- Reading, H. G. y B. K. Levell. 1996. Controls on the sedimentary record. En: H. G. Reading, (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: 5-35. Blackwell Science, Oxford.
- Reading, H.G. y Collinson, J.D., 2002. Clastic coasts. En: Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* 3ra edición, Blackwell Science: 54- 231. Oxford.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Papers* 216: 1-20.
- Retallack, G. J. 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. *SSSA Special Publication* 33: 31-31.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science Ltd., Oxford 404 pp.
- Romans, B. W., Castelltort, S., Covault, J. A., Fildani, A., y Walsh, J. P. 2016. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. *Earth-Science Reviews* 153: 7-29.
- Ruiz, L. 2006. Estudio sedimentológico y Estratigráfico de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán en el Valle Medio del Río Chubut. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 85 p.
- Ruiz, L., Scasso, R., Aberhan, M., Kiessling, W., Bande, A., Medina, F. y Weidemeyer, S. 2005. La Formación Lefipán en el Valle Medio del Río Chubut: ambientes sedimentarios y su relación con la tectónica del Cretácico Tardío-Paleoceno. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 231-238, La Plata.
- Ružić, I., Marović, I., Benac, Č., y Ilić, S. 2014. Coastal cliff geometry derived from structure-from-motion photogrammetry at Stara Baška, Krk Island, Croatia. *Geo-Marine Letters* 34(6): 555–565.
- Sarzetti, L., Genise, J., Bellosi, E. y Cantil, L. 2017. A new interpretation and palaeoecological significance of the fossil bee cell cluster *roselichnus patagonicus* (celliformidae). *Papers in Palaeontology* 3(3): 363-371.
- Scasso, R., Aberhan, M., Ruiz, L., Weidemeyer, S., Medina, F. y Kiessling, W. 2012. Integrated bio-and lithofacies analysis of coarse-grained, tide-dominated deltaic environments across the Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 36: 37-57.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology. The Geological Society of America. Boulder*, 9: 41-43.
- Sesana, F. L. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 99-105, Chubut.
- Shanley, K. W. y McCabe, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG bulletin*, 78(4): 544-568.
- Sheldon, N. D., y Tabor, N. J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews* 95(1-2): 1-52.
- Sheldon, N.D., Retallack, G., y Tanaka, S. 2002. Geochemical climofunctions from North American soils and application to palaeosols across the Eocene Oligocene boundary in Oregon. *Journal of Geology* 110: 687–696.
- Smith, G. A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin* 97(1): 1-10.
- Smith, G. A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Journal of Sedimentary Research* 57(4).
- Smith, G. A. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. *Sedimentology* 35(6): 953-977.
- Smith, G. A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments.

Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research* 15: 431-451.

Spalletti, L. 1996. Estuarine and shallow-marine sedimentation in the Upper Cretaceous-Lower Tertiary west-central Patagonian Basin (Argentina). In: de Batist, M., Jacobs, P. (Eds.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Geological Society of London, Special Publication 117: 81-93.

Spetsakis, M., y Aloimonos, J. Y. 1991. A multi-frame approach to visual motion perception. *International Journal of Computer Vision* 6(3): 245-255.

Starck, D., y Anzótegui, L. M. 2001. The late Miocene climatic change—Persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7): 763-774.

Stewart, R. J., Hallet, B., Zeitler, P. K., Malloy, M. A., Allen, C. M. y Trippett, D. 2008. Brahmaputra sediment flux dominated by highly localized rapid erosion from the easternmost Himalaya. *Geology*, 36(9): 711-714.

Stolt, M.H., Lindbo, D.L. 2010. Soil organic matter. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam, p. 369-396.

Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America Inc.

Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B., y Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* 508-521.

Sturm, M., & Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents (pp. 147-168). Blackwell Publishing Ltd.

Suárez, M. y Márquez, M. 2007. Cuenca de retroarco toarciana en Patagonia central (Chubut), Argentina: cierre, migración del arco y ambiente tectónico durante el Jurásico Medio. *Revista Geológica de Chile* 34 (1): 63-79.

Sun, J., y Zhang, Z. 2008. Palynological evidence for the mid-Miocene climatic optimum recorded in Cenozoic sediments of the Tian Shan Range, northwestern China. *Global and Planetary Change* 64(1): 53-68.

Suppe, J., Chou, G. T., y Hook, S. C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In *Thrust tectonics* (pp. 105-121). Springer, Dordrecht.

Szeliski, R., y Kang, S. B. 1994. Recovering 3D shape and motion from image streams using nonlinear least squares. *Journal of Visual Communication and Image Representation* 5(1): 10-28.

Tabor, N. J., y Myers, T. S. 2015. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 333-361.

Tonkin, T. N., Midgley, N. G., Graham, D. J., y Labadz, J. C. 2014. The potential of small unmanned aircraft systems and structure-from-motion for topographic surveys: A test of emerging integrated approaches at Cwm Idwal, North Wales. *Geomorphology* 226: 35-43.

Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G., y Melchor, R. N. 2012. Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 40: 94-115.

Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E., y Sáez, A. 2014. 20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 408: 183-193.

Valero, L., Huerta, P., Garcés, M., Armenteros, I., Beamud, E., y Gómez-Paccard, M. 2017. Linking sedimentation rates and large-scale architecture for facies prediction in nonmarine basins (Paleogene, Almazán Basin, Spain). *Basin Research* 29(S1): 213-232.

Varela, A. N., Raigemborn, M. S., Richiano, S., White, T., Poiré, D. G., y Lizzoli, S. 2018. Late Cretaceous paleosols as paleoclimate proxies of high-latitude Southern Hemisphere: Mata Amarilla Formation, Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology*, 363, 83-95.

Varela, R., Basei, M. A., Cingolani, C. A., Siga Jr, O., y Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile* 32(2): 167-187.

Vergés, J., Marzo, M., y Muñoz, J. A. 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary geology*, 146(1-2): 1-9.

Vergés, J., Ramos, E., Seward, D., Busquets, P. y Colombo, F. 2001. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31 S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7): 735-750.

Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., y Reynolds, J. M. 2012. "Structure-from-Motion" photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179: 300-314.

Wolkheimer, W. 1963. El Cuartario Pedemontano en el noroeste de Chubut (Zona Cushamen). 2º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: 439-457, Buenos Aires.

Wolkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extra andina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XIX (2): 85-107.

Wolkheimer, W. 1965. Bosquejo geológico del noroeste de Chubut extra andino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XX (3): 326-350.

Yamada, Y. y McClay, K. 2004. 3-D analog modeling of inversion thrust structures. En McClay, K.R. (Ed), *Thrust Tectonics and Petroleum Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 276-302.

You, Y., Huber, M., Müller, R. D., Poulsen, C. J., y Ribbe, J. 2009. Simulation of the middle Miocene climate optimum. *Geophysical Research Letters* 36(4).

Yrigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6: 349-356.

Zhang, L., Wang, C., Li, X., Cao, K., Song, Y., Hu, B., Lu, D., Wang, Q., Du, X., Cao, S., 2016. A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443, 98-106.

ANEXOS



ANEXO I- METODOLOGÍA DE ANÁLISIS RADIMÉTRICO U/Pb

Brief description-U-Pb only

Zircons in this study were analyzed for their U-Pb age at the Radiogenic Isotope and Geochronology Lab (RIGL) at Washington State University using the data reduction protocol described in detail by Chang et al. (2006), and thus it is only briefly discussed here. Each analysis consists of a 30 second gas blank followed 35 seconds of ablation. Analyses were conducted using a New Wave 213nm solid state (Nd:YAG) laser ablation system couple to a Thermo Finnigan Element2 ICPMS. Laser ablation parameters used for this study employed laser spot size diameters of 30 μ m, with a repetition rate of 10Hz, and a few of \sim 5-7 J/cm². For each analysis, the first \sim 6 seconds of data produced, as the sample signal reaches maximum signal intensity, are not considered. The next \sim 30 seconds of data are used to calculate U-Th-Pb isotope ratios by measuring the intensities at masses ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb+Hg, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U and ²³⁸U during \sim 250 sweeps through the mass range. The mean count rate of each isotope during the 30-second gas blank (250 sweeps) is subtracted from each sweep through the mass range collected during ablation (250 sweeps). Following gas blank (ie. "background") correction, ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U, and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios are determined for each sweep for both samples and standards. Due to the well-known phenomenon of U-Pb elemental fractionation during laser ablation, which manifests as increasing U/Pb ratios with ablation depth (e.g., Jackson et al., 2004, Paton et al 2010), we account for variable U-Pb fractionation, using the intercept method of Sylvester and Ghaderi (1997) for the U/Pb ratios. Conversely, the measured ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb is determined using the arithmetic mean of all sweeps, as there is no observable fractionation of this ratio as ablation proceeds.

Analyses of unknown zircons and quality control zircons are interspersed with analyses of external calibration standards, typically with 10-12 unknowns bracketed by multiple analyses of two different zircon standards (Plešovice and FC-1). Plešovice (337 Ma; Sláma et al., 2008) was used to calibrate the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²³⁵U ages, and FC-1 (1099 Ma; Paces and Miller, 1993) was used for calibration of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, owing to much higher count rates for ²⁰⁷Pb (\sim 2-4 times higher than Plešovice). Final ages were determined using a standard-sample bracketing approach. Common lead was corrected using 207 Method (Williams, 1998). The concentrations of U, Th, Pb are estimated by interspersing analyses of NIST610 glass which has well characterized concentrations of these elements.

Main references used.

Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., Knaack, C., 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q05009.
Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.

Paces, J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic

- intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98, 13997-14013.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q0AA06.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1-35.
- Sylvester, P.J., Ghaderi, M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (ELA-ICP-MS) using a synthetic silicate glass standard. *Chemical Geology* 141, 49-65.

References for secondary standards

91500 -1063 Ma

- Schoene, B., Crowley, J.L., Condon, D.J., Schmitz, M.D., Bowring, S.A., 2006. Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 426-445.

GJ1 -608.5 Ma

- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.

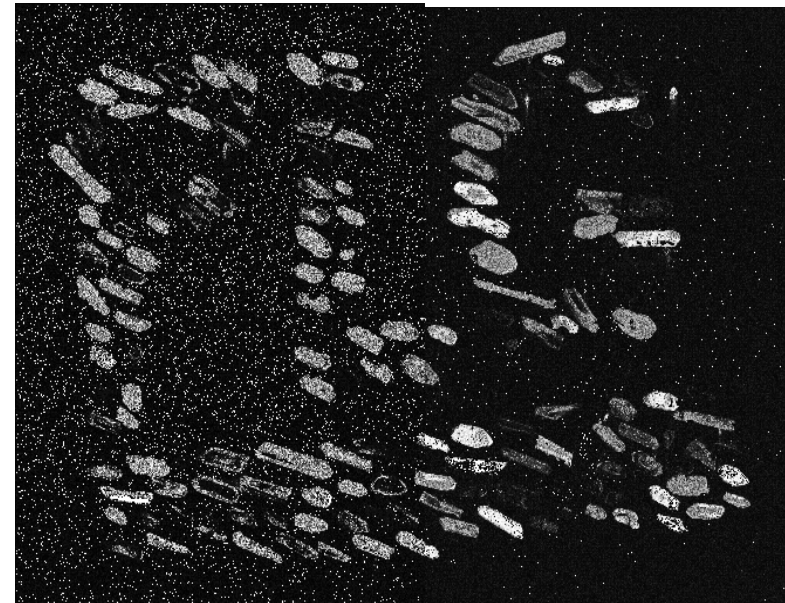
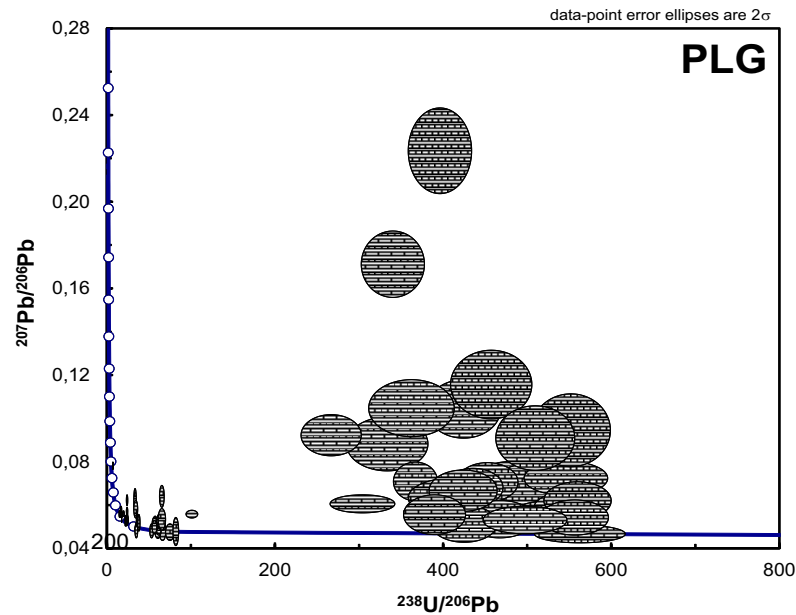
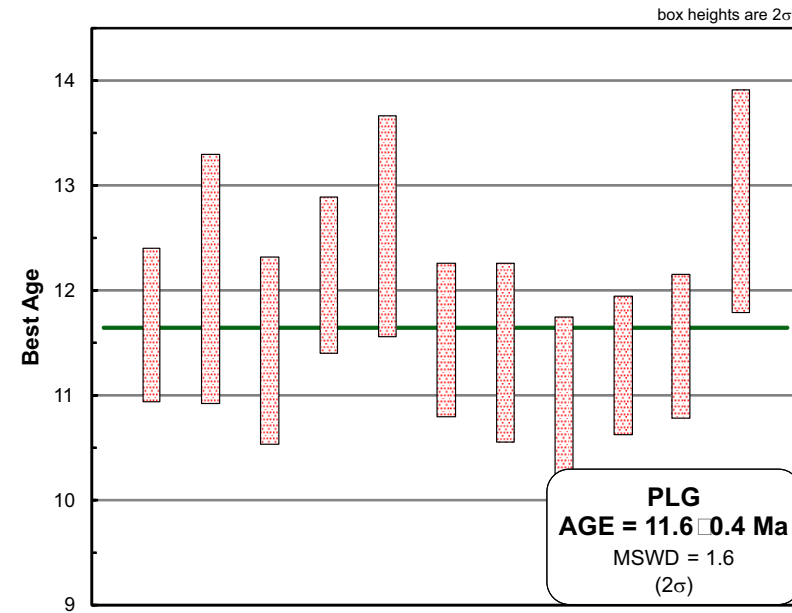
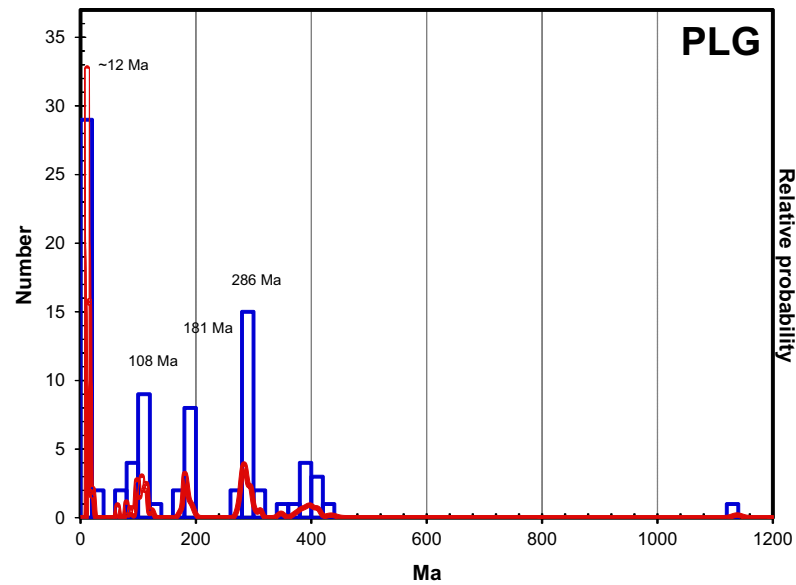
Temora- 416.75 Ma

- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* 200, 155-170.

R33- 418.9 Ma

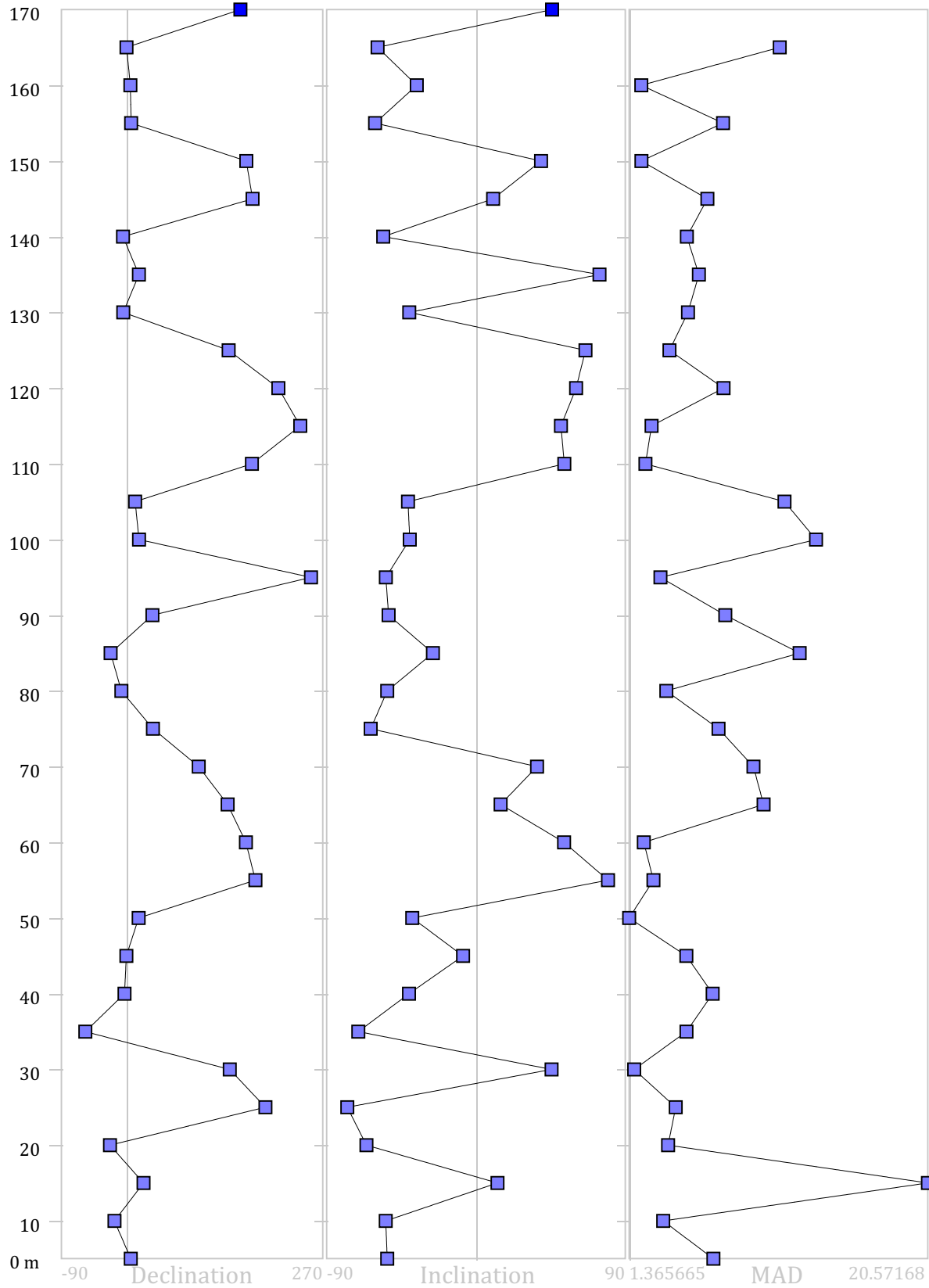
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* 205, 115-140.

ANEXO I. ANÁLISIS RADIMÉTRICO U/Pb



ANEXO II

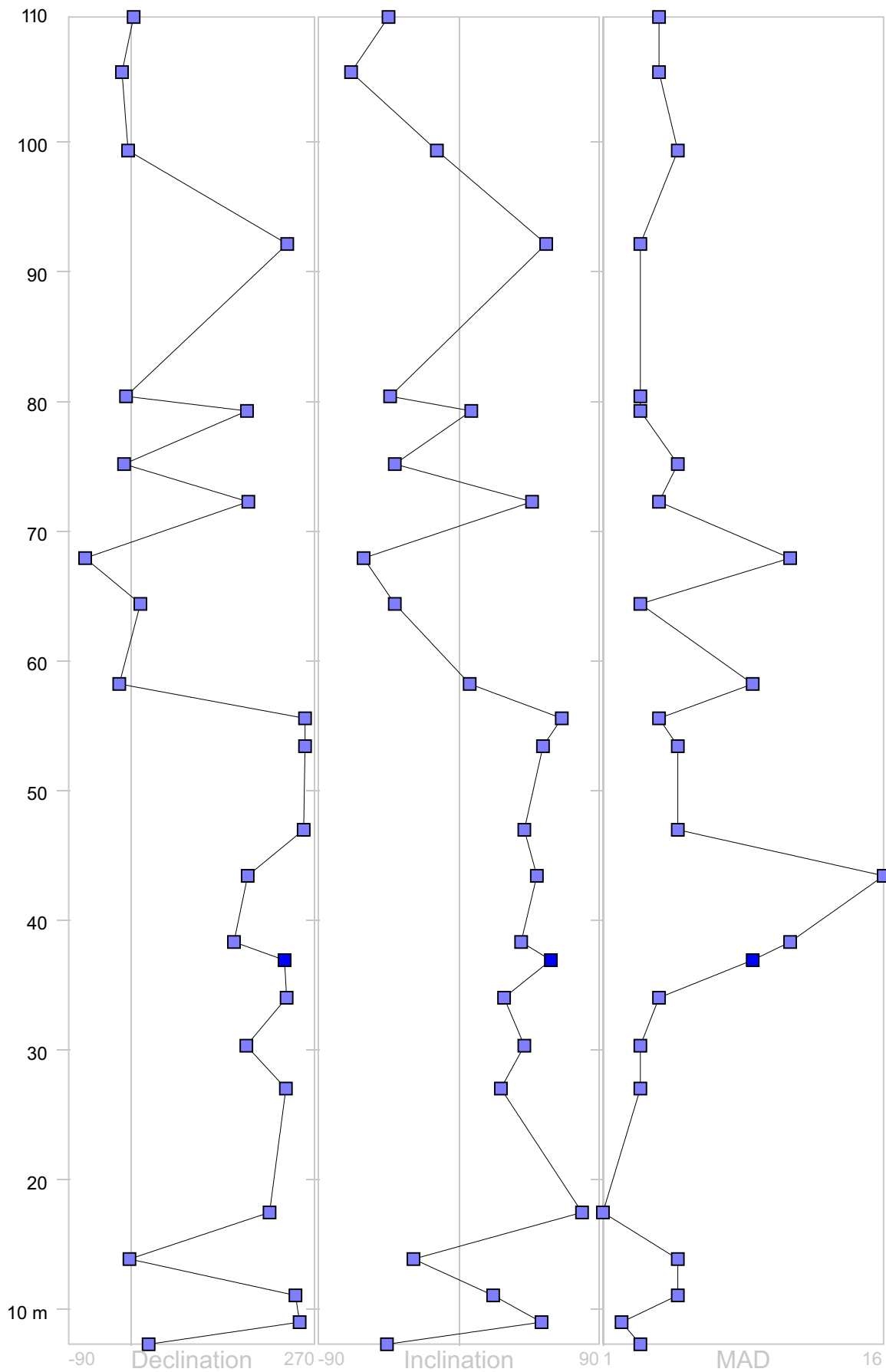
ANÁLISIS MAGNETOESTRATIGRÁFICO



Datos correspondientes al Perfil P15

ANEXO II

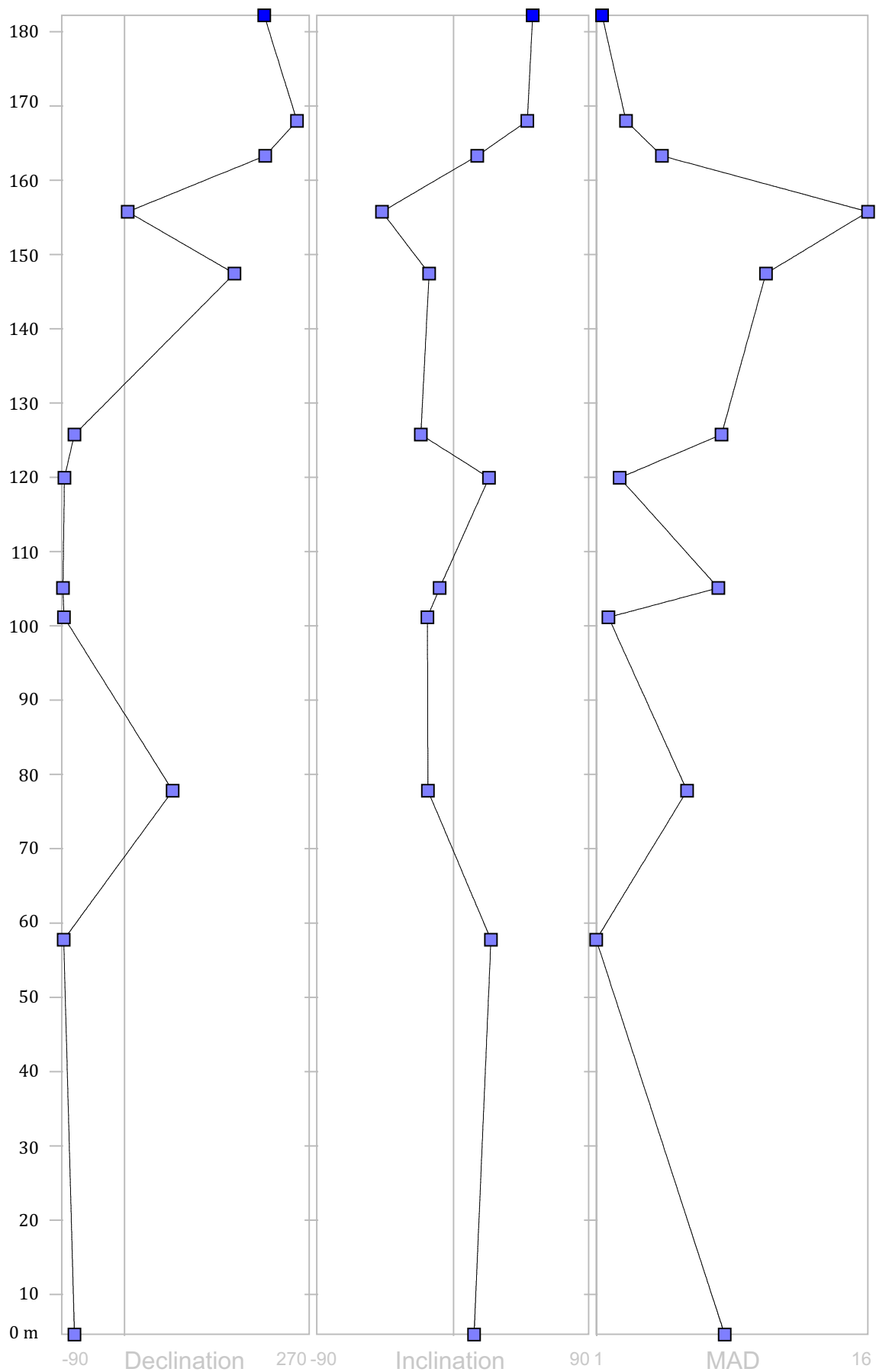
ANÁLISIS MAGNETOESTRATIGRÁFICO



Datos correspondientes al Perfil P11

ANEXO II

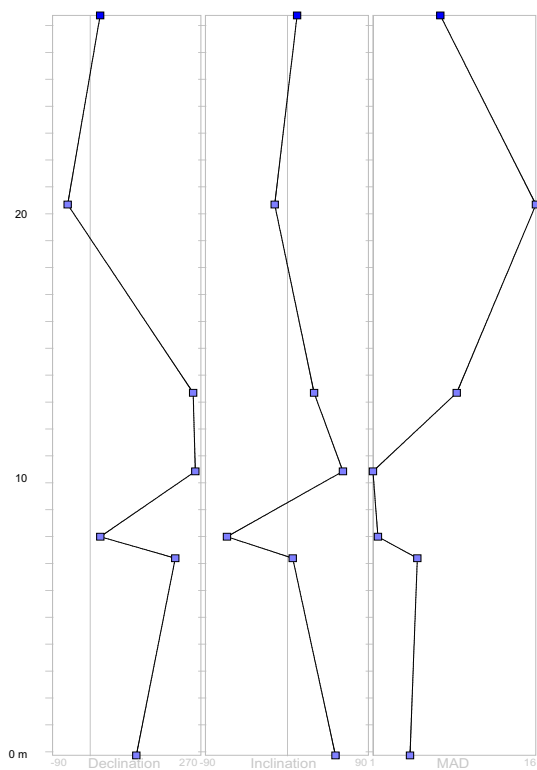
ANÁLISIS MAGNETOESTRATIGRÁFICO



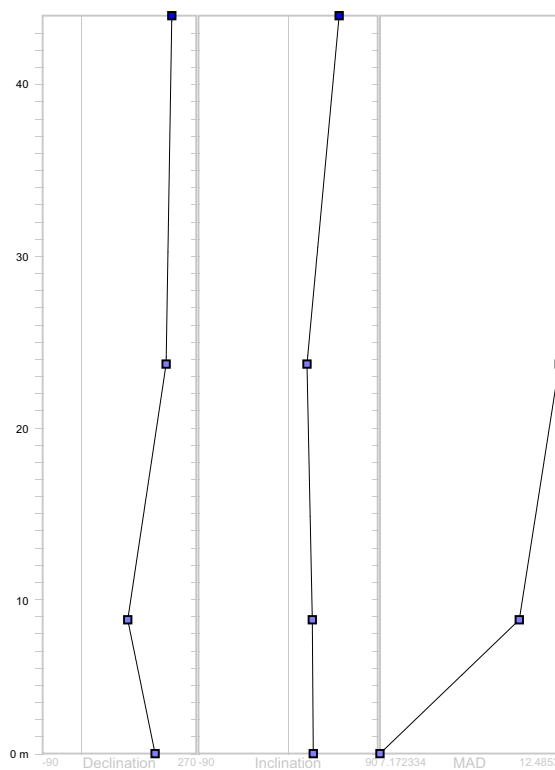
Datos correspondientes al Perfil P9

ANEXO II

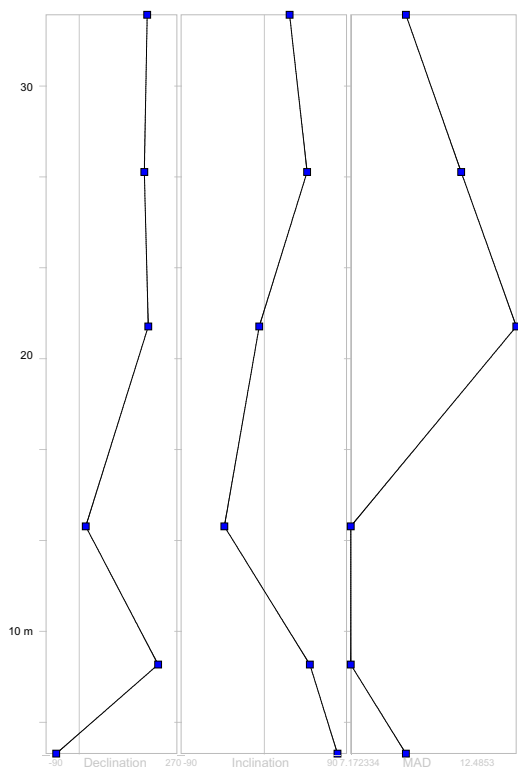
ANÁLISIS MAGNETOESTRATIGRÁFICO



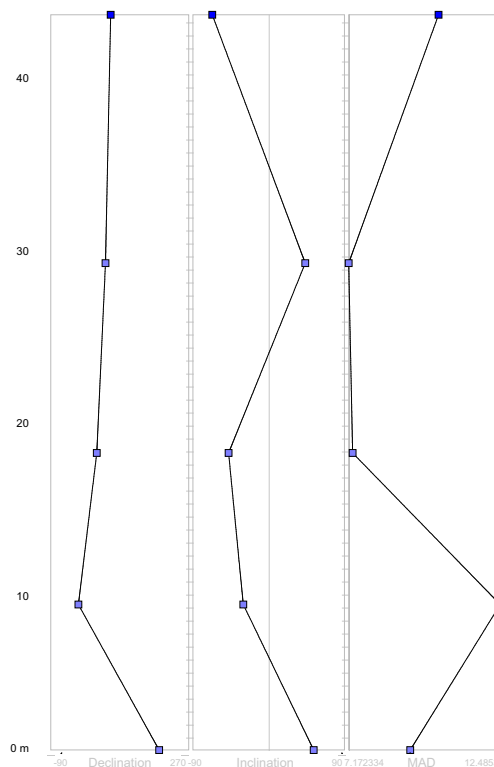
Datos correspondientes
al Perfil P13



Datos correspondientes
al Perfil P7



Datos correspondientes
al Perfil P12



Datos correspondientes
al Perfil P10

ANEXO III

Geoquímica de roca total para análisis paleoclimáticos en sucesiones de paleosuelos

Unidad	Posicion (m)	Nombre corr	Datos del laboratorio														
			SAMPLE	Al2O3	BaO	CaO	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	SrO	TiO2	Zr (ppm)	Total
			DESCRIPTIO	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
UI - F1	1	P12-2	PBG 154 2-G	13,78	0,02	1,02	4,44	0,93	0,55	0,02	1,31	0,02	70,38	0,01	0,79		100,75
UI - F1	3	P12-4	PBG 154 4-G	13,76	0,01	1,05	3,61	0,93	0,53	0,02	1,37	0,02	70,56	0,01	0,89		99,35
UI - F1	5	P12-6	PBG 154 6-G	12,84	0,02	1,56	3,77	0,91	0,55	0,02	1,52	0,02	72,82	0,01	0,91		101
UI - F2	8	P12-8	PBG 154 8-G	16,3	0,04	2,85	5,43	1,51	1,16	0,04	2,65	0,05	62,87	0,03	0,68		100,4
UI - F2	11	P12-10	PBG 154 10-G	16,3	0,02	2,21	6,21	1,27	1,47	0,02	2,01	0,03	62,43	0,02	0,66		100,95
UI - F2	14	P12-12	PBG 154 12-G	14,7	0,02	2,53	4,18	1,22	0,85	0,03	2,72	0,04	66,32	0,03	0,73		100,2
UI - F2	17	P12-E	PBG 154 E	15,99	0,12	2,77	5,89	2,16	1,51	0,06	2,04	0,18	62,19	0,02	0,62		100,9
UI - F2	20	P12-E'	PBG 154 E'	15,16	0,07	2,26	4,65	1,76	1,44	0,08	2,33	0,09	64,97	0,02	0,65		100,1
UII - F3/4	70	P11-10	PHF 10-H	17,32	0,05	3,32	5,4	0,94	2,07	0,02	1,68	0,05	58,32	0,02	0,54		100,75
UII - F3/4	82	P11-27	PHF 27-G	13,55	0,03	1,41	3,91	2,21	2,2	0,04	3,55	0,05	59,18	0,02	0,48		100,6
UII - F5	117	P11-HB	PHF-G Hz B	15,43	0,06	2,4	4,32	1,92	1,28	0,07	2,56	0,11	64,65	0,02	0,65		99,51
UII - F5	122	P11-64	PHF 64-G	16,05	0,03	2,46	5,89	2,21	1,48	0,06	2,15	0,06	62,62	0,02	0,64		100,6
UII - F5	140	P5-1	PN3-1G	15,6	0,03	2,16	4,91	2,09	0,94	0,05	2,28	0,04	63,66	0,02	0,58		98,26
UIII-F6	176	P15-10	PLG-10G	14,59	0,04	6,38	5,06	1,95	1,54	0,09	2,11	0,15	59	0,03	0,63		99,41
UIII-F6	185	P15-9	PLG-9G	12,31	0,03	14,3	4,49	1,62	1,52	0,08	1,79	0,15	47,54	0,03	0,56		98,66
UIII-F6	195	P15-8	PLG-8G	14,07	0,05	10,6	4,92	1,73	1,42	0,1	2,43	0,09	54,21	0,04	0,65		100,05
UIII-F6	203	P15-7	PLG-7G	16,11	0,04	3,64	5,75	1,9	1,91	0,08	2,61	0,12	60,58	0,04	0,69		99,59
UIII-F6	210	P15-6	PLG-6G	13,68	0,04	11,5	4,78	1,76	1,86	0,09	1,94	0,12	51,65	0,03	0,56		101,25
UIII-F7	255	P15-5	PLG-5G	16,39	0,05	3,44	5,42	2,05	1,96	0,1	2,38	0,2	61,53	0,04	0,67		100,75
UIII-F7	270	P15-4	PLG-4G	16,22	0,04	3,22	5,65	1,78	1,9	0,1	2,28	0,09	61,75	0,04	0,71		99,87
UIII-F7	278	P15-3	PLG-3G	14,29	0,05	8,72	4,62	1,73	1,54	0,09	2,22	0,08	56,95	0,04	0,62		100,15
UIII-F7	290	P15-2	PLG-2G	16,2	0,05	3,25	5,49	1,88	1,94	0,1	2,24	0,1	62,15	0,04	0,74		100,9
UIII-F7	305	P15-1	PLG-1G	16,18	0,05	3,54	5,28	1,76	1,78	0,1	2,36	0,09	62,38	0,04	0,7		100,25

ANEXO III

Geoquímica de roca total para análisis paleoclimáticos en sucesiones de paleosuelos

Total sin LOI	Datos sin LOI												
	Al ₂ O ₃ (%)	BaO (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ T (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SiO ₂ (%)	SrO (%)	TiO ₂ (%)	Zr (ppm)
93,5	14,7317	0,02138	1,09044	4,74663	0,99423	0,58798	0,02138	1,40047	0,02138	75,24054	#¡VALOR!	0,84456	-
92,9	14,8053	0,01076	1,12976	3,88423	1,00065	0,57026	0,02152	1,47407	0,02152	75,91995	#¡VALOR!	0,95761	-
95,3	13,4704	0,02098	1,63659	3,95510	0,95468	0,57700	0,02098	1,59463	0,02098	76,39530	0,01049	0,95468	-
94,0	17,3404	0,04255	3,03191	5,77660	1,60638	1,23404	0,04255	2,81915	0,05319	66,88298	0,03191	0,72340	-
93,1	17,5081	0,02148	2,37379	6,67025	1,36412	1,57895	0,02148	2,15897	0,03222	67,05693	0,02148	0,70892	-
93,9	15,6633	0,02131	2,69579	4,45392	1,29995	0,90570	0,03197	2,89824	0,04262	70,66596	0,03197	0,77784	-
93,7	17,0669	0,12808	2,95656	6,28669	2,30548	1,61170	0,06404	2,17739	0,19212	66,37848	0,02135	0,66176	-
93,6	16,1949	0,07478	2,41427	4,96742	1,88014	1,53830	0,08546	2,48905	0,09614	69,40498	0,02137	0,69437	-
90,9	19,0497	0,05499	3,65156	5,93929	1,03388	2,27673	0,02200	1,84778	0,05499	64,14430	0,02200	0,59393	-
89,9	15,0673	0,03336	1,56789	4,34783	2,45747	2,44635	0,04448	3,94751	0,05560	65,80674	0,02224	0,53375	-
93,6	16,4798	0,06408	2,56328	4,61391	2,05062	1,36708	0,07476	2,73417	0,11748	69,04838	0,02136	0,69422	-
93,9	17,0908	0,03195	2,61953	6,27196	2,35332	1,57598	0,06389	2,28943	0,06389	66,68086	0,02130	0,68150	-
92,5	16,8740	0,03245	2,33640	5,31098	2,26068	1,01677	0,05408	2,46620	0,04327	68,85884	0,02163	0,62737	-
91,6	15,9210	0,04365	6,96203	5,52161	2,12789	1,68049	0,09821	2,30249	0,16368	64,38237	0,03274	0,68747	-
84,5	14,5715	0,03551	16,92708	5,31487	1,91761	1,79924	0,09470	2,11884	0,17756	56,27367	0,03551	0,66288	-
90,4	15,5642	0,05531	11,72566	5,44248	1,91372	1,57080	0,11062	2,68805	0,09956	59,96681	0,04425	0,71903	-
93,5	17,2226	0,04276	3,89138	6,14710	2,03122	2,04191	0,08552	2,79025	0,12829	64,76374	0,04276	0,73765	-
88,1	15,5208	0,04538	13,04742	5,42319	1,99682	2,11028	0,10211	2,20104	0,13615	58,59995	0,03404	0,63535	-
94,4	17,3678	0,05298	3,64523	5,74335	2,17230	2,07693	0,10597	2,52199	0,21193	65,20081	0,04239	0,70997	-
94,0	17,2627	0,04257	3,42699	6,01320	1,89442	2,02214	0,10643	2,42656	0,09579	65,71946	0,04257	0,75564	-
91,0	15,6981	0,05493	9,57926	5,07525	1,90047	1,69175	0,09887	2,43876	0,08788	62,56179	0,04394	0,68109	-
94,3	17,1847	0,05304	3,44754	5,82370	1,99427	2,05792	0,10608	2,37615	0,10608	65,92765	0,04243	0,78498	-
94,3	17,1507	0,05300	3,75238	5,59678	1,86559	1,88679	0,10600	2,50159	0,09540	66,12254	0,04240	0,74200	-

ANEXO III

Geoquímica de roca total para análisis paleoclimáticos en sucesiones de paleosuelos

Datos recalculado peso molecular												
Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃ T	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	SrO	TiO ₂	Zr (ppm)
101,96	153,33	56,08	159,69	94,2	40,32	60,94	61,98	189,94	60,09	103,62	79,866	91,22
0,14448475	0,00014	0,01944	0,02972	0,01055	0,01458	0,00035	0,02260	0,00011	1,25213	#iVALOR!	0,01057	-
0,14520646	0,00007	0,02015	0,02432	0,01062	0,01414	0,00035	0,02378	0,00011	1,26344	#iVALOR!	0,01199	-
0,13211471	0,00014	0,02918	0,02477	0,01013	0,01431	0,00034	0,02573	0,00011	1,27135	0,00010	0,01195	-
0,17007087	0,00028	0,05406	0,03617	0,01705	0,03061	0,00070	0,04548	0,00028	1,11305	0,00031	0,00906	-
0,17171495	0,00014	0,04233	0,04177	0,01448	0,03916	0,00035	0,03483	0,00017	1,11594	0,00021	0,00888	-
0,15362193	0,00014	0,04807	0,02789	0,01380	0,02246	0,00052	0,04676	0,00022	1,17600	0,00031	0,00974	-
0,16738842	0,00084	0,05272	0,03937	0,02447	0,03997	0,00105	0,03513	0,00101	1,10465	0,00021	0,00829	-
0,15883534	0,00049	0,04305	0,03111	0,01996	0,03815	0,00140	0,04016	0,00051	1,15502	0,00021	0,00869	-
0,18683517	0,00036	0,06511	0,03719	0,01098	0,05647	0,00036	0,02981	0,00029	1,06747	0,00021	0,00744	-
0,14777633	0,00022	0,02796	0,02723	0,02609	0,06067	0,00073	0,06369	0,00029	1,09514	0,00021	0,00668	-
0,16162967	0,00042	0,04571	0,02889	0,02177	0,03391	0,00123	0,04411	0,00062	1,14908	0,00021	0,00869	-
0,16762291	0,00021	0,04671	0,03928	0,02498	0,03909	0,00105	0,03694	0,00034	1,10968	0,00021	0,00853	-
0,16549614	0,00021	0,04166	0,03326	0,02400	0,02522	0,00089	0,03979	0,00023	1,14593	0,00021	0,00786	-
0,15614942	0,00028	0,12414	0,03458	0,02259	0,04168	0,00161	0,03715	0,00086	1,07143	0,00032	0,00861	-
0,14291385	0,00023	0,30184	0,03328	0,02036	0,04462	0,00155	0,03419	0,00093	0,93649	0,00034	0,00830	-
0,15264966	0,00036	0,20909	0,03408	0,02032	0,03896	0,00182	0,04337	0,00052	0,99795	0,00043	0,00900	-
0,16891505	0,00028	0,06939	0,03849	0,02156	0,05064	0,00140	0,04502	0,00068	1,07778	0,00041	0,00924	-
0,15222403	0,00030	0,23266	0,03396	0,02120	0,05234	0,00168	0,03551	0,00072	0,97520	0,00033	0,00796	-
0,17033942	0,00035	0,06500	0,03597	0,02306	0,05151	0,00174	0,04069	0,00112	1,08505	0,00041	0,00889	-
0,16930821	0,00028	0,06111	0,03766	0,02011	0,05015	0,00175	0,03915	0,00050	1,09368	0,00041	0,00946	-
0,15396353	0,00036	0,17081	0,03178	0,02017	0,04196	0,00162	0,03935	0,00046	1,04113	0,00042	0,00853	-
0,16854337	0,00035	0,06148	0,03647	0,02117	0,05104	0,00174	0,03834	0,00056	1,09715	0,00041	0,00983	-
0,16821039	0,00035	0,06691	0,03505	0,01980	0,04680	0,00174	0,04036	0,00050	1,10039	0,00041	0,00929	-

ANEXO III

Geoquímica de roca total para análisis paleoclimáticos en sucesiones de paleosuelos

CIA-K	Σbases/Al	Calmag	PWI	SAL	Pocesos Pedogenéticos					CLIMOFUNCIONES				
					Bases/Ti	Al/Si	Ti/Al	K+Na/Al	Ba/Sr	MAP (Cia-K)	MAP (Σbases)	MAP (Calmag)	MAT (PWI)	MAT (SAL)
77,46146	0,46	80,93836	21,74414	0,22943561	6,35265	0,11539	0,073	0,22943561	#i\VALOR!	1017	958	1401	13	13
76,77399	0,47	80,89706	22,35138	0,23694226	5,72923	0,11493	0,083	0,23694226	#i\VALOR!	1003	953	1400	13	13
70,63975	0,60	75,23253	24,77849	0,27145133	6,63876	0,10392	0,090	0,27145133	1,3515946	889	891	1271	13	12
63,07804	0,87	66,76222	44,71470	0,36771562	16,25221	0,15280	0,053	0,36771562	0,90106307	766	796	1079	11	10
68,99593	0,76	67,81683	37,83055	0,28718798	14,73626	0,15387	0,052	0,28718798	0,6757973	861	830	1103	11	12
61,83131	0,85	68,53374	40,86798	0,39421961	13,46035	0,13063	0,063	0,39421961	0,45053153	748	800	1119	11	10
65,58095	0,91	64,35999	45,75673	0,35608704	18,38050	0,15153	0,050	0,35608704	4,0547838	805	783	1025	11	11
65,62230	0,89	66,17090	43,08267	0,37849236	16,25461	0,13752	0,055	0,37849236	2,36529055	806	789	1066	11	10
66,30978	0,87	60,57914	41,32326	0,21830911	21,83370	0,17503	0,040	0,21830911	1,68949325	816	795	939	11	13
61,72148	1,21	62,50912	57,00564	0,60752556	26,69578	0,13494	0,045	0,60752556	1,01369595	746	710	983	10	6
64,27881	0,90	66,99868	45,58611	0,40761409	16,73842	0,14066	0,054	0,40761409	2,0273919	784	786	1084	11	10
66,70984	0,88	66,14425	45,41819	0,36940223	17,31115	0,15105	0,051	0,36940223	1,01369595	823	792	1065	11	10
67,01653	0,79	71,21930	42,73397	0,3854408	16,63454	0,14442	0,047	0,3854408	1,01369595	828	820	1180	11	10
49,18978	1,44	48,49771	60,48519	0,38256927	26,20421	0,14574	0,055	0,38256927	0,90106307	583	664	665	10	10
29,83974	2,81	29,20328	94,92020	0,38164793	48,31451	0,15261	0,058	0,38164793	0,6757973	398	491	227	9	10
37,68127	2,04	38,09612	78,80018	0,41719812	34,62564	0,15296	0,059	0,41719812	0,84474662	465	574	429	9	10
59,61915	1,10	58,45874	53,48517	0,39417071	20,20477	0,15673	0,055	0,39417071	0,6757973	716	733	891	10	10
36,20989	2,24	34,81637	83,04154	0,3725421	42,95353	0,15609	0,052	0,3725421	0,90106307	451	549	354	9	10
61,71042	1,06	59,38253	51,74143	0,37425785	20,27807	0,15699	0,052	0,37425785	0,84474662	746	744	912	11	10
62,80725	1,01	60,34451	48,43722	0,35002092	18,02306	0,15481	0,056	0,35002092	0,6757973	762	757	933	11	11
42,28313	1,77	41,98214	69,68477	0,38660026	31,92963	0,14788	0,055	0,38660026	0,84474662	509	611	517	10	10
62,80583	1,02	59,96737	48,90529	0,35307255	17,50212	0,15362	0,058	0,35307255	0,84474662	762	754	925	11	11
61,06019	1,03	59,66661	49,40833	0,35768205	18,71504	0,15286	0,055	0,35768205	0,84474662	736	750	918	11	11